ZUR GEOLOGIE DER NÖRDLICHEN APUANER ALPEN ZWISCHEN VINCA UND DEM TURRITE SECCA

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Wolfgang - Dieter Hartung

aus Döberitz

Berlin 1966

1968

Druck:
ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e.V.
DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE
1 Berlin 33, Garystr. 45

ZUR GEOLOGIE DER NÖRDLICHEN APUANER ALPEN ZWISCHEN VINCA UND DEM TURRITE SECCA

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Wolfgang - Dieter Hartung

aus Döberitz

Berlin 1966

I. Referent: Prof. Dr. M. Richter

II.Referent: Prof. Dr. K.R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 14. Dezember 1966

Tag der Promotion: 20. MAI 1968

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Gedruckt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin

Inhaltsverzeichnis

Seite

A. Vorwort 5

B. Einleitung 6

I. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes 6
II. Morphologie 7
III. Rückblick auf ältere Arbeiten 8
IV. Problemstellung und Arbeitsunterlagen 12

STRATIGRAPHISCHER TEIL

C. Stratigraphie der Toskaniden I 14

I. Vorbemerkungen zur Stratigraphie der Toskaniden I 14

1. Quarzphyllite und Serizitquarzite 17
a. Anagenite 19
2. Grezzoni 20
3. Marmor (Typ Carrara) 22
4. Kalke mit Hornsteinlagen (Calcare selcifero) 26
5. Radiolarite und Kieselschiefer 29
6. Serizit-Chlorit-Marmor (Cipollino) 31
7. Kalkarenite mit Hornsteinlagen 33
8. Marmor (Typ M. Roccandagia) 35
a. Scaglia rossa - Basisbrekzie 38
9. Scaglia rossa 41
10. Pseudomacigno 45

II. Zur Metamorphose der Toskaniden I 48

D. Stratigraphie der Toskaniden II 51

1. Tektonische Brekzien, Zellendolomite und gebankte Dolomite (Calcare cavernoso) 51
a. Calcare cavernoso - Basisbrekzie 52
b. Zellendolomite und gebankte Dolomite . . . 52
2. Kalke mit Pteria contorta 55
3. Calcare massiccio 56
4. Ammonitico rosso 59
5. Unterer Calcare selcifero 61
6. Mergel und Mergelkalke 62
7. Oberer Calcare selcifero 63

Seite

8. Maiolica 64
9. Scaglia rossa 66
a. Untere Scaglia rossa 67
b. Obere Scaglia rossa 68
10. Macigno 69

E. Die jüngeren Bildungen 72

I. Plio-Pleistozän - Konglomerate 72
II. Quartär 73

TEKTONISCHER TEIL

F. Die Tektonik der Toskaniden 75

I. Allgemeine Vorbemerkungen 75
II. Die Toskaniden I (Autochthon) 76

1. Antiklinale des Pizzo d'Uccello 77
2. Antiklinale des M. Pisanino - M. Tambura - M. dei Ronchi 82
a. Schuppenzone des M. Tambura 84
3. Verschuppte Muldenzonen des Autochthons . . 85
a. Becken von Vagli - Passo di Sella - Arni, Schuppen von Campagrina 85
b. Becken von Vagli - M. Croce - M. Fiocca - Fatonero 87
4. Die Marmor - Antiklinale von Arni und des M. Sumbra, Synklinale von Gerbassoio 88
5. Die Schuppenzonen von Isola Santa, Capanne di Careggine und la Scala 89
6. Die Strukturen zwischen M. Pallerina und dem Fosso di Capricchia 91

III. Die Toskaniden II (Parautochthon) 91

IV. Die postorogenetischen Störungen 93

G. Bemerkungen zur Stellung der toskanischen Einheiten zueinander 95

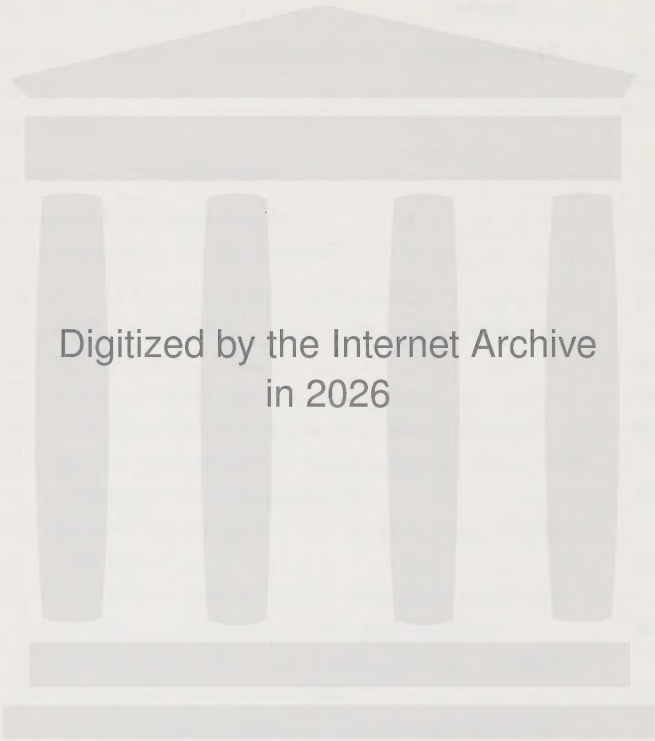
H. Zusammenfassung 102

J. RIASSUNTO 105
K. Literaturverzeichnis 108

L. Anlagen

1. Geologische Karte der nördlichen Apuaner Alpen zwischen Vinca und dem Turrite Secca
2. Tektonischer Übersichtskarte
3. Profiltafeln I, II, III zur geologischen Karte

Lebenslauf


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41552705_0056

A. Vorwort

Die Anregung zu dieser Arbeit verdanke ich meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. Max Richter, dem ich an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank für die geologische Ausbildung, die er mir am Geologisch-Paläontologischen Institut der Freien Universität Berlin zuteil werden ließ, aussprechen möchte. Diese Arbeit vertiefte nicht nur meine geologischen Kenntnisse, sondern erlaubte es auch ein anderes Land und seine Bewohner kennen und lieben zu lernen.

Mein Dank gilt auch Herrn Dr. K.J. Reutter, der durch Geländebegehungen und Diskussionen über bestehende geologische Probleme zum Gelingen dieser Arbeit beitrug.

Dank schulde ich Herrn Dr. H. Ibbeken, der mich in das Gelände einführte und mich mit der Problematik vertraut machte.

Für die mineralogische und petrographische Ausbildung während meines Studiums danke ich Herrn Prof. Dr. K.R. Mehnert.

Zum Schluß möchte ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft meinen Dank für die finanzielle Unterstützung aussprechen, die einen Teil der Geländeuntersuchungen ermöglichte.

B. EINLEITUNG

I. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet umfaßt den nordöstlichen und zentralen Teil der Apuaner Alpen, eines Gebirgszuges, der sich entlang der Küste des Tyrrhenischen Meeres von La Spezia bis Pisa erstreckt. Die Grenzziehung wurde zu gleichen Teilen von geologischen und morphologischen Gesichtspunkten bestimmt. Die südliche Begrenzung des kartierten Areals bildet eine deutlich ausgebildete Wasserscheide, die sich vom M. Sagro über den M. Grondilice, M. Contrario, M. Cavallo, zum M. Tambura hinzieht. Ihre Fortsetzung über den M. Sella zum Passo del Vestito begrenzt den südlichen Teil des Arbeitsgebietes. Vom Passo del Vestito bildet dann das Tal des Torrente Turrite Secca die ausgeprägte morphologische Grenze nach W sowie SE. Bei Torrite, wo der T. Turrite Secca in das Becken von Castelnuovo/ G. austritt, wendet sich die Gebietsgrenze nach NW und verläuft über Cerretoli, Sillicano zum T. Edron.

Die Begrenzung im N wurde nach geologischen Gesichtspunkten durchgeführt und folgt einer Linie, die vom T. Edron über den M. Umbriana nach Gorfigliano verläuft. Von hier folgt die Grenze der Straße nach Grammolazzo und weiter der Straße nach Minucciano. Zwischen der Foce di Rifogliola und Monzone endet die Kartierung am Can. di Cerreto und am T. Lucido di Equi. Die westliche Begrenzung war durch eine Kartierung von VALDUGA vorgegeben und verläuft etwa parallel dem T. Lucido di Vinca von Monzone bis zum M. Borla.

II. Morphologie

Die Morphologie des Arbeitsgebietes zeigt Hochgebirgscharakter, bedingt durch die junge Hebung der Apuaner Alpen und die Nähe der Erosionsbasis des Tyrrhenischen Meeres. Nur im NE bilden sanftere Formen den Übergang in die Hügellandschaft der Lunigiana bzw. Garfagnana, die sich zwischen Apuaner Alpen und dem Apennin-Hauptkamm hinzieht.
Die starke rückschreitende Erosion bildet Steilwände und spitze V-Täler. Dabei können auf kürzester Distanz Höhenunterschiede von bis zu 1500 m auftreten, wie z.B. zwischen Equi Terme und dem Pizzo d'Ucello.
Einige der markantesten Gipfel der Apuaner Alpen befinden sich im Kartierungsgebiet, so der M. Pisanino, der mit 1945 m die höchste Erhebung darstellt, der M. Grondilice, der M. Tambura, der M. Sumbra und der Pizzo d'Uccello.
Die Täler zeigen V-förmige Querschnitte mit Hangneigungen von 50-60°. Vielfach sind die Täler auch klammartig eingeschnitten. Sanftere Talhänge treten in den zentralen Apuaner Alpen nur in der Umgebung von Vinca und im Becken von Vagli auf, bedingt durch die geringere mechanische Festigkeit der dort anstehenden Gesteine.
Die Entwässerung des ganzen Gebietes erfolgt ausschließlich nach N zum T. Aulella, einem Nebenfluß des F. Magra, und zum Serchio. An den Austritten der Flüsse nach N sind klammartige Durchbrüche entstanden.
Die Vegetation beschränkt sich vorwiegend auf die N-Hänge und die sanfteren Hangformen. Die Aufschlußverhältnisse sind

hervorragend, jedoch wegen der Unzugänglichkeit mancher Gebiete nicht immer voll auszunutzen.

III. Rückblick auf ältere Arbeiten

Die Apuaner Alpen waren schon in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts Objekt eingehender geologischer Untersuchungen. Nicht nur die bedeutenden Marmorvorkommen, sondern auch die stratigraphischen und tektonischen Probleme machten dieses Gebiet zu einem bevorzugten Untersuchungsobjekt, das gleichzeitig den Vorteil hatte relativ begrenzt zu sein. Seit dem Ende des vergangenen Jahrhunderts beschäftigten sich jedoch auch zahlreiche Geologen mit den mächtigen Flyschserien des Nordapennin, deren Armut an Makrofossilien die Klärung der stratigraphischen und tektonischen Probleme erschwerte oder gar unmöglich machte. Das führte dazu, daß während der vergangenen 70 Jahre verschiedene, sich z.T. stark widersprechende Theorien zur Erklärung des Aufbaus des Nordapennins geäußert wurden.

Die ersten bedeutenden Geologen, die sich mit den geologischen Problemen des Nordapennins und auch besonders mit denen der Apuaner Alpen beschäftigten, waren ZACCAGNA (1879-1932), DE STEFANI (1880) und LOTTI (1910). Sie hielten alle Gesteine, die nördlich der Apuaner Alpen auftreten, für autochthon als deren höhere stratigraphische Bedeckung. Alle Gesteine des Apennins mußten deshalb zwangsläufig dem Tertiär zugeordnet werden, da in den Apuaner Alpen selbst noch Gesteine eozänen Alters beobachtet wurden. Diese Meinung wurde jedoch alsbald von LOTTI selbst in Zweifel gezogen, denn er konnte für einige Schichtglieder des Flyschkomplexes ein Kreidealter nachweisen.

STEINMANN (1907) stellte die Hypothese eines groß angelegten Deckenbaues im Nordapennin auf, um die stete tektonische Überlagerung tertiärer Flyschserien durch die jungmesozoischen Ophiolith-Formation zu erklären. Nach seinen Vorstellungen wurde eine "Ligurische Decke" über die Sedimente eines toskanischen Faziesraumes hinweg, bis zur Poebene geschoben.

Steinmanns Gedankengänge wurden von LUDWIG (1929) aufgenommen und erweitert. Er sprach von einem toskanischen Untergrund mit den tertiären Serien: Macigno, Tongesteine - Horizont, Kalk - Ton - Gruppe und Foraminiferen - Mergelkalk und von einer tektonisch auflagernden jungmesozoischen, "ligurischen" Ophiolith-Formation. TILMANN (1926) kam bei seinen Arbeiten in der Catena metallifera und in der zentralen Zone der Apuaner Alpen zu dem Ergebnis, daß auch innerhalb der toskanischen Schichtfolge mit der Allochthonie verschiedener Serien gerechnet werden muß. Er verglich die Vorkommen triassischer Gesteine in der Toskana und wies auf die Unterschiede hin, die zwischen der Trias der Pisaner Berge, der Montagnola Senese und der Catena metallifera einerseits und der zentralen Zone der Apuaner Alpen andererseits bestehen. Gestützt auf eine Vermutung LENCEWICZ's (1917), der den tertiären Macigno mit dem, von Zaccagna als triassisch bezeichneten, Pseudomacigno parallelisierte, postulierte er eine große Deckenüberschiebung innerhalb der toskanischen Serien. Er unterschied eine liegende, epimetamorphe Serie vom Permokarbon bis in das Jungtertiär reichend (Toskaniden I) und eine nichtmetamorphe, überschobene Serie, die aus Gesteinen aufgebaut wird, die von der oberen Trias bis ins Jungtertiär reichen (Toskaniden II)! KOBER (1935) und STAUB (1932) hielten den Apennin für ein alpines Gebirge mit einem auf seitlichen Zusammenschub beruhenden Deckenbau. Sie glaubten in den Toskaniden I (bei KOBER "Carrariden", bei STAUB Serie von Carrara genannt) und in den Toskaniden II (Serie von La Spezia nach STAUB) der Apuaner Alpen penninische und ostalpine Decken wiederzuerkennen.

DE WIJKERSLOOTH (1934) bestritt die von Kober und Staub vertretene Auffassung. Er sah im Apennin ein selbständiges Orogen. Die Decken des Apennins hält er für gravitative Gleitdecken, für deren Entstehung er vertikale epirogenetische Bewegungen (Geotumore) verantwortlich macht. Die Vergenzen sollen dabei gegen die Adria gerichtet sein. Einen ausgedehnten Deckenbau, vergleichbar dem der Alpen, hervorgerufen durch bedeutende Verkürzung der Kruste bei zeitlichem Zusammenschub, lehnt er ab.

Nachfolgende Bearbeiter, wie MIGLIORINI (1933, 1949), MERLA (1948, 1952) u.a. teilten die Anschauung Wijkerslooth's von den gravitativen Gleitungen. MERLA (1952) teilt den Apennin in 7 Runzelzonen (rughe tettoniche) ein. Durch Kompression, die eine keilförmige Zerlegung der Kruste verursachte (MIGLIORINI (2949) - Theorie der cunei composti), entstanden, von SW nach NE zeitlich aufeinander folgend, Aufwölbungen, von denen das Sedimentmaterial in Form orogener Bergstürze (frane orogeniche) immer weiter nach NE verfrachtet wurde. Die Überschiebung innerhalb der Toskanieden hält er für eine lokal begrenzte Erscheinung, die schon in geringer Entfernung von den Apuaner Alpen ihr Ende findet.

Diese Meinung vertraten auch IPPOLITO (1950) und AZZAROLI (1951) aufgrund detaillierter Untersuchungen bei La Spezia, in der Pania di Corfino und am M. Pisano.

Die Pisaner Geologen ELTER, GIANNINI, TONGIORGI und TREVISAN (1961) gehen von zwei Sedimentationströgen aus, deren Sedimente sie entsprechend ihrer faziellen Ausbildung in 5 tektonische Komplexe einteilen. Vier der Komplexe gleiten als Decken über eine autochthone Serie, Zuerst überfahren die Toskaniden II (nichtmetamorphe, mesozoische und jungtertiäre Sedimente mit Macigno) die Toskaniden I (epimetamorphes Paläozoikum, Mesozoikum und Jungtertiär mit Pseudomacigno). Auf die Toskaniden II folgt als 2. Decke die "falda dell'Alberese" (Kalk-Ton-Serie, Tertiär- und Kreidealberese), die ihrerseits wieder von der 3. Decke der "falda ofiolitifera" (M. Gottero-Sandstein, Argille scagliose) überlagert wird. Schließlich legt sich darüber die 4. Decke, die "Falda del flysch ad Elmintoidei" (Antola-Alberese).

M. RICHTER (1960, 1963) lehnt aufgrund regionaler Betrachtungen einen großräumigen Deckenbau im Nordapennin ab. Er erklärt das stets allochthone Auflagern von Kreide-Sedimenten auf tertiären Serien durch die starke Diapirfaltung der mächtigen ligarischen Argille scagliose. Kompetente Serien sind dabei in Form von "Scherben" passiv nach allen Richtun-

gen gravitativ bewegt worden, wobei Verschiebungsweiten von 20 km nicht ausgeschlossen sind. Die Liguriden werden von M. RICHTER mit dem Unterostalpin verglichen, welches extern von Ostalpin zu suchen ist und um dieses herum durch die Po-Ebene in den Nordapennin einschwenkt. Die ligurische Decke hat demnach ihren Ablagerungsraum nicht verlassen.
REUTTER und SAMES (1964) unterscheiden im Nordapennin drei verschiedene Faziesräume. Außer den seit STEINMANN bekannten ligurischen und toskanischen Faziesräumen wird nun ein emilianischer Raum (Emilianiden), als östliche Fortsetzung des Ligurikums unterschieden. Damit kann der weitreichende Deckenbau der Liguriden zugunsten eines Systems nicht so weit reichender Gleitdecken und Schuppen entfallen.

Während die stratigraphischen und tektonischen Probleme des Ligurikums und Emilianikums intensiv bearbeitet wurden und noch werden, sind Stratigraphie und Tektonik des Toskanikums noch vielfach ungeklärt. Erst in den vergangenen vier Jahren sind seitens des Geologischen Instituts der F.U. Berlin die Untersuchungen intensiviert worden, mit dem Ziel, dem Problem des Deckenbaus innerhalb der Toskaniden durch neue stratigraphische und tektonische Erkenntnisse näherzukommen.

1POLLITO (1950), AZZAROLI (1951) und MERLA (1952) versuchten schon aufgrund regionaler Überlegungen die von TILMANN (1926) postulierte Decke (falda toscana) in ein System lokal begrenzter Überschiebungen und Schuppen zu zerlegen. Die Pisaner Geologen GIANNINI, NARDI, TONGIORGI (1962) folgen dagegen der Theorie von ELTER, GIANNINI, TONGIORGI und TREVISAN (1960). Sie nehmen eine weitreichende deckenartige Überlagerung der Toskaniden I durch die Toskaniden II an. Die Apennin-Hauptkette soll dabei die Deckenstirn bilden, die über die Monti Albani, Monti del Chianti bis zum M. Cetona reicht.

Auf die, den Nordosten und Osten der Apuaner Alpen direkt betreffenden Arbeiten von VALDUGA (1957) und NARDI (1963, 1961) wird an entsprechender Stelle näher eingegangen.

IV. Problemstellung und Arbeitsunterlagen

Wie aus der historischen Übersicht hervorgeht, sind die Apuaner Alpen mit ihren metamorphen Serien wiederholt Gegenstand regionaler Überlegungen gewesen. Fast alle Autoren, die sich mit der Geologie des Nordapennins beschäftigten, machten sie, wenigstens ihre zentralen Teile, zum Ausgangspunkt ihrer Betrachtungen, weil sie offensichtlich den einzigen Komplex darstellen, der in diesem Teil des Apennin noch als streng autochthon zu betrachten ist, während alle anderen Komplexe aus ihren primären Ablagerungsräumen abgewandert sind. Sie bezogen sich bei ihren Betrachtungen auf eigene, meist weit voneinander liegende Einzelbeobachtungen oder zitierten und interpretierten die Arbeiten von Zaccagna, der lange Zeit als Autorität in allem galt, was die Geologie der Apuaner Alpen betraf. So war das Kartenmaterial, trotz der Bedeutung, die die Apuaner Alpen als einer der Schlüssel zur Erkenntnis des Bauplanes des Nordapennin haben, dürftig. Als einzige, die gesamten Apuaner Alpen umfassende Karte, konnte nur die 1879-1910 von ZACCAGNA aufgenommene herangezogen werden. Sie ist heute nur noch von historischem Wert. Neuere Arbeiten stammen von VALDUGA (1957) und NARDI (1963, 1961). Es sind Detailkartierungen im Maßstab 1:25 000, die kleine Areale des Arbeitsgebietes selbst umfassen (NARDI, 1963) oder es nur im W (VALDUGA, 1957) und SE (NARDI, 1961) berühren.

Es fehlte eines Spezialkartierung in großem Maßstab, die den nördlichen Rand und die zentralen Teile der Apuaner Alpen gemeinsam erfaßte, um durch neue stratigraphische und tektonische Erkenntnisse einen Beitrag zum besseren Verständnis des Aufbaus des toskanischen Autochthons zu leisten. Ferner fehlte ein aufgrund stratigraphischer Ergebnisse gewonnener Vergleich der Toskaniden I mit den Toskaniden II, um unter Berücksichtigung des Bauplanes des Autochthons, zur Frage der toskanischen Deckenüberschiebung Stellung zu nehmen und diese wichtige großtektonische Einheit - in Verbindung mit neuen Ergebnissen anderer Gebiete des Nordapennin - einer kritischen Betrachtung zu unterziehen.

Kartiert wurde ein Gebiet von etwa 125 km^2 im Maßstab 1:10 000 in den Sommermonaten von 1963-1965.
Als topographische Unterlagen dienten photographisch vergrößerte Meßtischblätter des Istituto geografico militare im Maßstab 1:25 000, Blätter M. Sagro, Vagli di sotto, M. Altissimo, Fivizzano, Piazza al Serchio und Castelnuovo/ Garf.

Stratigraphischer Teil

C. Stratigraphie der Toskaniden I

I. Vorbemerkungen zur Stratigraphie der Toskaniden I

Der größte Teil des kartierten Areals wird von epimetamorphen Serien der Toskaniden I eingenommen. Die Schichtfolge reicht von fraglichem Permokarbon bis in das Eozän. Wahrscheinlich ist aber auch noch ein Teil des Oligozäns vorhanden. Die Metamorphose ist im allgemeinen gering. Es kann jedoch, wegen der starken Mobilisations- und Streßerscheinungen, die die am Aufbau der Toskaniden I beteiligten kalkigen und schiefrigen Sedimente zeigen, am Aufschluß der Eindruck entstehen, als sei die Umwandlung wesentlich stärker. Die petrographischen Untersuchungen konnten das nicht bestätigen. (Siehe Kap.C II)

Die Toskaniden I, die in Übereinstimmung mit den meisten vorangegangenen Bearbeitern, als Autochthon betrachtet werden sollen, werden allseitig von einer gleichaltrigen, ähnlichen Folge überlagert, die jedoch keine Metamorphose zeigt. (Toskaniden II) Diese Überlagerung wird seit TILMANN (1926) als das Ergebnis einer mindestens 80 km weit reichenden Deckenüberschiebung innerhalb der Sedimente des toskanischen Ablagerungsraumes betrachtet. Die zentralen Apuaner Alpen sind nach dieser Ansicht ein großartiges Deckenfenster und der Apennin-Hauptkamm mit seiner N- und NE-vergenten Falte die Stirn dieser Decke. Diese Ansicht hat erst in letzter Zeit durch die Pisaner Geologen ELTER, GIANNINI, TONGIORGI und NARDI neue Vertreter gefunden.
MERLA (1952) und AZZAROLI (1958) halten jedoch aufgrund regionaler Betrachtungen die Decke der Toskaniden II für nicht sehr weitreichend.
ZACCAGNA, von der völligen Autochthonie der Apenningesteine überzeugt, unterschied in der metamorphen Zone der Apuaner Alpen folgende Schichtfolge:

1. Zona degli scisti centrali	Archäikum-U-Trias
2. Zona dei grezzoni	Mitteltrias
3. Zona dei marmi	Obertrias
4. Zona dei scisti superiori	Obertrias

Diese Zoneneinteilung Zaccagna's hatte eine ungenügende paläontologische Basis, hervorgerufen durch die Fossilarmut und die Metamorphose der Toskaniden I - Gesteine.
Der Mangel an brauchbaren Fossilien hat bis heute die stratigraphische und damit auch die tektonische Erforschung des toskanischen Autochthons erschwert. So sind in den 80 Jahren, die seit den ersten Arbeiten Zaccagnas vergangen sind, in den Apuaner Alpen vielleicht nur zehn Stück bekanntgeworden, die eine paläontologische Aussage zuließen, die aber wegen des schlechten Erhaltungszustandes nur relativ grob bleiben mußte.
Die Fossilarmut wird nicht so sehr von der verhältnismäßig schwachen Metamorphose bedingt als vielmehr von der faziellen Entwicklung des toskanischen Sedimentationsraumes.

Im Perm und während der Untertrias vorwiegend terrestrisch wird vom Nor an eine mächtige Folge von Dolomiten und Evaporiten abgelagert. Darüber folgt, im Hettangium beginnend, eine reine Kalkfolge, die in den Toskaniden I als Marmorzone vorliegt. Diese im neritischen Bereich sedimentierten Kalke sind während der Metamorphose vollkommen umkristallisiert. Sie zeigen nur an ganz wenigen Stellen, z.B. am Poggio Troncone bei Vinca, unbestimmbare Reste von Fossilien. Mit dem Sinemurium setzt eine stärkere Absenkung des toskanischen Sedimentationsraumes ein. Es kommen Kieselkalke, Radiolarite und Tonschiefer zum Absatz. Diese rein pelagische Sedimentation wird erst im Jungtertiär von der klastischen Flyschsedimentation des Macigno abgelöst.
Zaccagna's Prämisse von der Autochthonie und der kontinuierlichen Abfolge der toskanischen Sedimente führte zu einigen verhängnisvollen Irrtümern. So wurden z.B. Nummulitenbrekzien des Eozäns in die Trias gestellt (SILVESTRI, 1939 - Nummuliticus triassicus) Zaccagna selbst beschrieb noch 1932 triassische Ammoniten aus den roten Seizitschiefern der Scaglia rossa am M. Pisanino. Zu einer Zeit also, als

die Tatsache der verdoppelten Schichtfolge in den Apuaner Alpen längst Bestandteil einer ernsthaften geologischen Arbeit in diesem Gebiet geworden war. (TILMANN, 1926) Diese Theorie TILMANNS von der Überschiebung innerhalb der toskanischen Serien wird heute von allen Bearbeitern als Tatsache anerkannt. Differenzen bestehen nur in der Größenordnung der Überschiebungsweite und in der Frage nach der Ursache, die die Schichtverdoppelung bewirkt hat.

Durch petrographische und fazielle Vergleiche der metamorphen Abfolge in den Apuaner Alpen mit den entsprechenden Schichten des M. Pisano, der Pania di Corfino, der Montagnola Senese, der Insel Elba und anderen Vorkommen toskanischer Gesteine durch DE WIJKERSLOOTH (1934), MASINI (1937), IPOLLITO (1948), AZZAROLI (1951), MERLA (1952), TREVISAN (1955), VALDUGA (1957) und NARDI (1963) konnte die Stratigraphie des autochthonen Toskanikums im wesentlichen geklärt werden. Nur die Gliederung der Zone IV ZACCAGNA's (Zona dei scisti superiori) ist noch umstritten, weil die in dieser Zone auftretenden Faziesänderungen noch ungenügend bekannt sind. Diese Arbeit konnte besonders hier ansetzen, um eine bessere Gliederung dieses Komplexes zu erarbeiten.

NARDI (1963) gliedert die Toskaniden I in folgende Einheiten:

1. Complesso del "Verrucano" con intercalazioni di Calcari ad Orthoceras e superiormente di anageniti, che passano stratigraficamente ai grezzoni.
2. Grezzoni
3. Marmi con intercalazioni di dolomie cristalline
4. Calcari selciferi scuri
5. Cipollini e scisti diasprini (Zona diasprina)
6. Calcari selciferi ad entrochi che passano lateralmente si marmi
7. Scisti sericitici grigi, rossi e verdicci, con intercalazioni di calcareniti a Nummuliti
8. Pseudomacigno

1. Serizitquarzite und Phyllite

Serizitquarzite und Phyllite sind im Hochtal von Vinca aufgeschlossen. Sie sind im Kern einer Antiklinale, die den NW-Teil des Kartierungsgebietes aufbaut, auf einem Areal von 5 km^2 freigelegt. Ein weiteres schmales Vorkommen erstreckt sich vom M. Tambura bis zum Canale delle Gobbie.
Fazielle Differenzierungen, die eine Untergliederung der Serie ermöglichen könnten, sind nicht festgestellt worden. Die gesamte Folge ist, bis auf eine Übergangszone im Hangenden, homogen. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 350 m. Diese Aussage muß aber sehr ungenau bleiben, weil die starke Tektonisierung dieser Serie eine genaue Aussage über die Lagerungsverhältnisse nicht zuläßt.

Es handelt sich um Gesteine, deren Serizitreichtum schon im Gelände durch seidenglänzende, stark reflektierende Oberflächen sichtbar ist. Vorherrschend sind dunkelgrüne bis blaugrüne Farben. Ortlich treten auch braune, gelbe und graue Farbtöne auf, die von einem höheren Brauneisen- oder Karbonatgehalt hervorgerufen werden. Der Brauneisengehalt hat in einem kleinen Vorkommen unterhalb des Passo Tambura zu einem kleinen Abbau geführt, der aber wegen der Unergiebigkeit längst aufgelassen wurde.
Eine Schichtung ist schlecht zu erkennen. Die im Gelände zu beobachtende schichtige Absonderung ist eine Streßerscheinung. Die Paralleltextur tritt am Kontakt zu den überlagernden Dolomiten besonders stark hervor, so z.B. an der Cresta Garnerone und an der Foce di Giovo. An vielen Stellen war die Beanspruchung so groß, daß es zur Zertrümmerung des Gesteins kam. Die dabei entstandenen Klüfte und Spalten sind von Quarz ausgefüllt worden. Diese Quarzgänge sind z.T. noch mit verbogenen und zu großen Quarzknauern zerrissen. Der Gehalt an klastischem Quarz und Serizit kann stark schwanken, ebenso die Größe der Quarzkomponenten. Die Schliffe zeigen große porphyrische Quarze, die regellos in einer feinen Grundmasse von Serizit und Quarz liegen, die eine ausgeprägte Paralleltextur zeigt. Bei den großen Quarzkomponenten handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um die Abtragungsprodukte permi-

scher Quarzporphyre, die weiter im S der zentralen Apuaner Alpen noch exponiert sind (WACHSMUTH, 1966)

Im östlichen Talhang des Torrente Lucido treten unterhalb von Vinca auf einer Länge von 600 m Kalkphyllite auf, die völlig frei von größeren Quarzgeröllen sind. Die Paralleltextur ist hier wegen der Feinkörnigkeit noch deutlicher. ZACCAGNA trennte diese Gesteine von den Serizitquarziten ab und betrachtete sie als deren Liegendes. Diese Auffassung ist m.E. nicht gerechtfertigt, denn aufgrund ihrer tektonischen Stellung sind sie hier als Hangendes der Serizitquarzite zu betrachten. Mit den Kalkphylliten, die ZACCAGNA (1932) und WACHSMUTH (1966) aus dem Bereich des M. Corchia beschreiben, haben sie nur ihre petrographische Ausbildung gemein.

Paläontologische Hinweise auf das Alter der Serizitquarzite fehlen. Sie wurden von Zaccagna dem Verrucano zugeordnet und in das obere Perm gestellt. Er stützte sich dabei auf ein Vorkommen dunkler Kalkschiefer und Kalke mit Orthoceras und Actinocrinus, die an der Foce di Vinca im Hangenden der Serizitquarzite auftreten. NARDI (1963) spricht diesem Vorkommen jegliche paläonotologische Bedeutung ab, weil die zweifellos organischen Reste vollkommen unbestimmbar sind. Die gleichen Kalke und Schiefer treten auch an der Straße nach Vinca führenden auf, erwiesen sich aber als völlig fossilleer.

Der Begriff Verrucano hat im Laufe der Zeit eine Änderung erfahren; früher ein Faziesbegriff, ist er heute ein Altersbegriff.
TREVISAN (1955) unterteilt den Verrucano der Pisaner Berge in zwei große Abteilungen.

1. Schiefer von San Lorenzo
   Eine terrestrische Sedimentation, die aufgrund von Florenfunden Oberkarbon (Westfal D) und Unter-Perm umfaßt.

2. Typischer Verrucano (Verrucano tipico)
Eine Folge von Schiefern, Quarziten mit Quarzkonglomeraten an der Basis (Anagenite), die wegen der Tetrapodenabdrücke, hauptsächlich von Urodelen und Cotylosauriern des unteren Keupers (nach VON HUENE, 1942) im Karn beginnt.

Diese Zweiteilung läßt sich im Autochthon der Apuaner Alpen nicht nachweisen. Der Kontakt zwischen Serizitquarziten und den Grezzoni ist zum größten Teil tektonisch, denn während der Faltung haben an der Grenzlinie Grezzoni/Serizitquarzite schichtparallele Gleitungen stattgefunden, wobei die Übergangszone verloren gegangen ist. Das ist der Fall an der Cresta Garnerone, an der Foce di Giovo und im Bereich des M. Tambura. In der tektonisch weniger beanspruchten Zone an der Maestá di Vinca und unterhalb des Poggio Troncone ist ein kontinuierlicher Übergang der Serizitquarzite in die Grezzoni zu beobachten.

1.a. Anagenite

Die Gesteine dieser Übergangszone sind durch das Auftreten von gradierten Geröllhorizonten, deren Komponenten vorwiegend aus Quarz- und Kristallingeröllen bestehen, und durch eine langsame Zunahme des Dolomitgehaltes charakterisiert. Die Anagenite zeigen eine normale Gradierung und eine ausgeprägte Schichtung. Die Geröllagen werden mit Annäherung an die Grezzoni mehr und mehr von weißgelben, dünngeschichteten Dolomiten ersetzt. Die Mächtigkeit der Geröllagen schwankt. Im Hangenden nur wenige cm, kann sie im Liegenden mehrere m betragen. Die maximale Mächtigkeit der Anagenite übersteigt 30 m nicht.
Wie Schliff 33 zeigt, überwiegen unter den Geröllkomponenten bei weitem die Quarze, die bei der tektonischen Beanspruchung zertrümmert worden sind. Untergeordnet treten Quarzporphyr und Quarzitgerölle auf. Der Dolomitgehalt beträgt durchschnittlich 50-70 %.

Diese Anagenite sind mit den Basisanageniten des "Verrucano tipico" des M. Pisano zu vergleichen. Mit ihnen beginnt etwa im Karn die Transgression innerhalb weiter Teile des toskanischen Faziesraumes. Es fehlen aber die Schiefer und Quarzite des "Verrucano tipico", so daß entweder die Transgression nordwestlich der Pisaner Berge später erfolgte oder ein Teil der Grezzoni mit dem "Verrucano tipico" gleichaltrig ist. Dieses Problem ist aber wegen des Mangels an Fossilien nicht zu lösen. Die Serizitquarzite im Liegenden der Anagenite sind aus Analogiegründen als Äquivalente der Schiefer von San Lorenzo zu betrachten und damit in das Permokarbon zu stellen.

2. Grezzoni

Die Grezzoni treten im N des Arbeitsgebietes in zwei sich unterhalb von il Tecchione vereinigenden Zügen auf. Damit wird der antiklinale Bau hier zum ersten Mal deutlich.
Aufgrund ihrer tektonischen Position und ihrer Massigkeit haben sie wesentlichen Anteil an der alpinen Morphologie des Gebietes. Auf dem überkippten Liegendflügel der Antiklinale des Pizzo d'Uccello bilden sie eine geschlossene Bergkette, die vom M. Grondilice über die Cresta Garnerone zum Pizzo d'Uccello verläuft. An der Foce di Giovo sind sie allerdings auf einer Länge von 300 m nicht vorhanden. Ihr Fehlen hat hier tektonische Ursachen. Vom Pizzo d'Uccello über die Punta Nattapiana tauchen sie nach NW ab und verschwinden bei il Tecchione unter jüngeren Serien. Auf dem Hangendflügel, am Poggio Troncone, treten die Grezzoni nur noch mit stark reduzierter Mächtigkeit aber noch zusammenhängend auf. Unterhalb des M. Sagro finden sie sich nur noch sporadisch als Schubfetzen außerhalb ihres stratigraphischen Verbandes. Weitere isolierte Vorkommen liegen in der Schuppenzone des M. Tambura, unterhalb von la Guardia und westlich Arni.
Die Grezzoni sind reine Dolomite von hell- bis dunkelgrauer Farbe. Untergeordnet treten auch rötliche Farbtöne auf. Das Gestein ist zu größtem Teil massig, nur im Hangenden und Liegenden ist eine deutliche Schichtung vorhanden. Die Bankmäch-

tigkeit übersteigt dann in der Regel 2 m. Die Diskontinuitätsflächen sind nur sehr schwach ausgebildet. Die Mächtigkeit der Grezzoni schwankt zwischen 350 m an der Cresta Garnerone und 2 m im Canale delle Gobbie. Häufig treten monogene Brekzien an ihrer Basis auf, die m.E. keine tektonische Bedeutung haben. Brekzien dieser Art treten in allen Dolomiten auf und sind wahrscheinlich synsedimentär oder bei der Diagenese entstanden.

Charakteristisch ist die Verwitterung der Grezzoni. Die Dolomite werden von zwei Kluftsystemen durchzogen, die einen spitzen Winkel miteinander bilden. Längs dieser Klüfte wird das Material schenller gelöst und so entstehen rhombenförmige Zeichnungen auf den Oberflächen. Bei längerer Einwirkung der Atmosphärilien zeigt sich die typische Karstverwitterung. Wo diese Verwitterungsformen nicht ausgebildet sind, besonders in kleinen Aufschlüssen, ist die Abtrennung der Marmore nicht einfach, weil auch diese in ihren basalen Teilen noch dolomitisch ausgebildet sind. Hier kann die etwas dunklere Farbe, die die Grezzoni im Anschlag zeigen, zur Unterscheidung dienen. Eine exakte Festlegung der Grezzoni-Obergrenze ist allerdings nicht möglich, weil der Übergang in die Marmore fließend ist.

Bei der Faltung haben sich die Grezzoni im Gegensatz zu den Serizitquarziten und Marmoren sehr starr verhalten. Sie konnten die B-achsiale Dehnung nicht durch schichtparallele Gleitung, wie sie bei den Serizitquarziten auftritt oder durch Mobilisation des Materials, die bei den Marmoren zu beobachten ist, ausgleichen. Sie wurden durch diagonale Seitenverschiebungen zerlegt und haben besonders an der Foce di Giovo ihren Zusammenhang verloren. Ihre Kontakte zu den Serizitquarziten und Marmoren sind hier tektonisch. Das nur sporadische Auftreten der Grezzoni zwischen Tonepio, der Foce di Vinca und im Bereich des M. Tambura ist die Folge einer Verschuppung.

Die Grezzoni des Kartierungsgebietes haben sich als völlig fossilleer erwiesen. Die von ZACCAGNA geäußerte Meinung, die Grezzoni seien Riffdolomite der mittleren Trias, wird heute nicht mehr vertreten. Das Auftreten von Gyroporellen in den

geschichteten Partien und der Fund von Encrinus liliiformis am Pizzo d'Uccello messen MERLA (1952) und NARDI (1963) keine stratigraphische Bedeutung bei. Der Erhaltungszustand dieser Fossilien ist so schlecht, daß eine sichere Bestimmung nicht gewährleistet ist. Riffstrukturen, die auf den Riffcharakter hinweisen könnten, sind nicht beobachtet worden, können aber durch Mineralisierung und Tektonisierung zerstört worden sein. Die Gleichaltrigkeit der Grezzoni mit dem Calcare cavernoso und dessen Gipsen (nach TREVISAN, 1965), läßt die Annahme zu, daß es sich bei den Grezzoni um Evaporite handelt.

Die Grezzoni werden heute in das Nor gestellt. Der Fund eines einzigen Exemplars von Worthenia Escheri (Stopp.) (syn.Turbo solitarius) durch DE STEFANI 1880 am M. Corchia rechtfertigt diese Einordnung. Das Exemplar wurde in den hangenden Partien gefunden. Es ist deshalb nicht unwahrscheinlich, daß die Sedimentation der Grezzoni in den Apuaner Alpen schon im Karn begann. Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß die als Basis der Grezzoni betrachteten Anagenite nicht gleichaltrig mit denen der Pisaner Berge sein müssen, da sie keinen direkten Zusammenhang miteinander haben. Es könnte sich bei den Anageniten der Apuaner Alpen um zusammengeschwemmte Gerölle einer alten Landoberfläche handeln, die erst im höheren Karn oder im Nor von den Grezzoni transgrediert wurde.

3. Marmor (Typ Carrara)

Diese Marmore sind die verbreitesten Gesteine des Kartierungsgebietes. Sie erhielten den Zusatz "Typ Carrara", um sie eindeutig von den Marmoren zu trennen, die stratigraphisch höher in der Folge der Toskaniden I auftreten (Marmor, Typ M. Roccandagia). Vier unabhängige Komplexe sind zu unterscheiden:

1. Die westlich des Serchio di Minucciano auftretenden Marmore sind die Fortsetzung der Marmorzone von Carrara. Diese taucht mit der Antiklinale des Pizzo d'Uccello nach NW ab und bildet demzufolge einen weiten Bogen, der vom M. Sagro

über il Teccione, la Guardia, Valtredi und Orto di Donna in die Marmorzone von Massa hinein verläuft.

2. Östlich des Serchio di Minucciano sind die Marmore die tiefste aufgeschlossene Einheit. Sie bilden den Kern der ebenfalls nach NW abtauchenden Antiklinale des M. Pisanino und sind die Fortsetzung der Marmorzone des M. Tambura und M. Altissimo.
3. Das Gebiet nördlich des Turrite Secca zwischen Campagrina und le Comarelle.
4. Die Marmore, die zu der Struktur des M. Sumbra gehören.

Der Marmor ist das Typusgestein des toskanischen Autochthons. Er geht allmählich aus den Grezzoni hervor. Dieser Übergang ist nur im Gebiet von Orto di Donna zu beobachten. Im allgemeinen liegen beide Serien, wohl aus tektonischen Gründen, ohne Übergangszone aufeinander.
In die gut geschichteten hangenden Partien der Grezzoni schalten sich, nach oben zunehmend, 2-3 m mächtige, leuchtend weiße Marmorbänke ein, während die Dolomite eine Gelbfärbung zeigen. Diese Zone ist etwa 50 m mächtig. Dann treten die dolomitischen Einschaltungen zurück.
Technologisch unterscheidet man eine Reihe von Marmorvarietäten, z.B. "statuario" - ein leuchtend weißer Marmor, der frei von Verunreinigungen ist. Einen durch feinstverteiltes Bitumen blau gefärbten nennt man "bardiglio" usw. Diese Marmorvarietäten unterscheiden sich nur in ihrer Musterung, Farbe und Festigkeit, sind in ihrem Vorkommen aber nicht an stratigraphische Horizonte gebunden. Geologisch muß man daher die gesamte Marmorserie des Arbeitsgebietes als eine homogene Abfolge betrachten, die keine Möglichkeit der Gliederung bietet.

Die Marmore sind leuchtend weiß oder bläulich gefärbt. Sie sind im allgemeinen sehr rein. Nur ihre basalen Anteile sind noch manchmal stark mit Dolomit verunreinigt. Diese Dolomitlinsen zeigen organogene Strukturen und sind oft der einzige Hinweis auf die ursprüngliche Schichtung.

Bemerkenswert ist das Auftreten von Ottrelith-Schiefern, die in geringer Verbreitung nur bei Orto di Donna auftreten. Ursprünglich eine lagenförmige Einschaltung, sind sie bei der Metamorphose in eine Anzahl diffus begrenzter Linsen zerrissen worden, die eine maximale Mächtigkeit von 1 m erreichen. Ihre horizontale Erstreckung beträgt etwa 50 m. Wie der Schliff zeigt, sind die Chloritoid-Blasten radialstrahlig ausgebildet und liegen in einer Grundmasse, die aus feinkörnigem Quarz, Serizit und großen, idiomorphen, von Hämatit rötlich gefärbten, Kalzit-Kristallen besteht. Merkwürdig ist das Fehlen von Streßerscheinungen.

Die Marmore zeigen im Schliff Kalzit mit Pflasterstruktur. Sie stellen ein hochpolierfähiges Agglomerat xenomorpher Kalzit-Kristalle mit einem Durchmesser von 0,05-0,3 mm dar. Nebengemengteile sind Serizit und Chlorit. Selten sind Quarz und Albit. Zwillingslamellen treten selten auf, ein Hinweis dafür, daß die Umkristallisation und die Verfaltung des Autochthons ein einaktiger Vorgang war. Der Metamorphose sind auch alle tektonischen Trennflächen zum Opfer gefallen. Das macht es besonders im Gebiet zwischen Campagrina und le Comarelle und bei Valtredi unmöglich, die Lagerungsverhältnisse genau zu erkennen.
Frisch angeschnittene Flächen zeigen oft subparallele, wolkige Lagen dunkleren Materials. Ob es sich dabei um die Relikte der ehemaligen Schichtung oder um die von der Umkristallisation bedingte Anreicherung von Verunreinigungen handelt, kann nicht gesagt werden.
Die Mächtigkeiten der Marmore schwanken in weiten Grenzen. Sie sind bei der Metamorphose mobilisiert worden und konnten die auftretenden Druck- und Zugbeanspruchungen durch Materialwanderung ausgleichen. Die Mächtigkeit von 500 m, die am M. Grondilice zu beobachten ist, scheint die primäre zu sein. Schon südlich des M. Tambura beträgt sie 800 m und soll westlich des M. Sagro 1000 m erreichen. Ihre geringste Mächtigkeit haben die Marmore im T. Lucido mit 150 m.
Die Marmore der Apuaner Alpen sind von großer wirtschaftlicher Bedeutung. Sie werden schon seit Jahrhunderten abge-

baut und sind in aller Welt als Carrara-Marmor bekannt und geschätzt. Man denke nur an die berühmten Baudenkmäler der Renaissance in den Städten der Toskana, die fast ausnahmslos aus diesem Marmor errichtet worden sind.
Die höheren Partien (bes. Var. Statuario) werden beim Abbau bevorzugt. Auch im Arbeitsgebiet sind in Orto di Donna, Acqua Bianca und bei Arni zahlreiche Brüche in Betrieb.
Das Alter der Marmore vom Typ Carrara kann nur sehr ungenau angegeben werden. Ihre Lage zwischen den Nor-Dolomiten und den mittel- bis oberliassischen Kalken mit Hornsteinlagen spricht für ein obertriassisches bzw. unterliassisches Alter.
Die von ZACCAGNA beschriebene Fauna vom Poggio Troncone bei Vinca hat folgende Zusammenstellung:

Avicula exilis	Gervilleia sp.
Turbo silitarius	Cyprina sp.
Gyroporella triasina	Schizogonium sp.
Chemnitzia sp.	Atractites sp.
Aulacoceras sp.	caloceras sp.
Pecten sp.	Psiloceras sp.
Lima sp.	Nautilus sp.

Trotz des Auftretens von Psiloceras sprach ZACCAGNA den Marmoren ein mitteltriassisches Alter zu. Diese Einordnung ist mit Sicherheit falsch, wenn man nicht Grezzoni und Marmor als äquivalent betrachten will. Nach ZACCAGNA (192o, cf. MERLA, 1952) sollen Turbo solitarius und Avicula exilis in den höheren Teilen des Marmors auftreten, während die liassischen Ammoniten für die basalen Teile typisch sind.
Diese Auffassung schließt es aus, die gesamte Fauna ZACCAGNA's zur stratigraphischen Einordnung der Marmore heranzuziehen. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes ist anzunehmen, daß Fehlbestimmungen vorliegen.
Trotzdem halten DE WIJKERSLOOTH (1934) und IPOLLITO (1946) die Basis der Marmore noch für triassisch. Nach TREVISAN (1955) ist die fazielle Differenzierung, die in der toskanischen Trias zu beobachten ist, mit dem Rät beendet. Mit dem Hettangium setzt eine einheitliche Kalksedimentation in der

Toskana ein. Diese Kalke (Toscaniden I - Marmor, Toskaniden II - Calcare massiccio) lagern auf dem Rät (Grezzoni bzw. Calcare ad Avicula contorta). Es bestehen keine Anzeichen dafür, den Beginn der Kalksedimentation gerade in den Apuaner Alpen in die Trias zu verlegen.
Die Marmore vom Typ-Carrara sind mit dem unmetamorphen Calcare massiccio identisch und demzufolge in das Hettangium zu stellen.

4. Kalke mit Hornsteinlagen (Calcare selcifero)

Die Marmore vom Typ Carrara werden von den Calcari selciferi überlagert, einer Folge von rhythmisch geschichteten, marmorisierten Kalken und Hornsteinen. Ihre größte Verbreitung haben sie im NW des Arbeitsgebietes, wo sie den großen Komplex des M. Sagro und die 250 m hohen Steilwände westlich des T. Lucido aufbauen.
Im Bereich des M. San Giorgio bilden sie eine große, nach N abfallende Platte. Auf dem Liegendflügel der Pizzo d'Uccello-Antiklinale ziehen sie, steil nach NW einfallend, vom M. Contrario nach N und tauchen unter die Toskaniden II. Im Bereich der M. Pisanino-Antiklinale und in den Schuppenzonen im S treten sie, teilweise mit stark reduzierter Mächtigkeit, auf.

Der Calcare selcifero geht allmählich aus dem Marmor hervor. Der Übergang ist an dem zur Foce di Cardeto führenden Weg, im Fosso di Acqua Bianca und bei Pungitopo zugänglich.
Der Wechsel Marmor/Calcare selcifero vollzieht sich in einem Bereich von 2 m. In den Marmor schalten sich zunächst Hornsteinlagen ein, die von dünnen Marmorlagen getrennt werden. Dann nimmt der Marmor eine rötliche Farbe an und geht, allmählich dunkler werdend, in die dunkelgrauen und dunkelblauen Kalke mit Hornsteinlagen über.
Der Calcare selcifero besteht in seiner typischen Zusammensetzung, wie sie unterhalb des M. San Giorgio anzutreffen ist, aus einer Wechselfolge von dunkelgrauen bis blaugrauen, marmorisierten Kalken und weißen Hornsteinlagen. Die Kalkbän-

ke sind durchschnittlich 10-50 cm mächtig, während die Hornsteinlagen 10 cm nicht überschreiten. Die Metamorphose hat bei den Kalken und Hornsteinen oft nur eine Vergröberung des Korns bewirkt.
Die Mächtigkeit der Hornsteinlagen ist starken Schwankungen unterworfen. An der Cap. Pelli und im Canale d'Aiola schwellen sie auf über 2 m an. Die Kalke werden dabei weitgehend verdrängt. Dieses Phänomen ist nicht horizontgebunden, sondern tritt plötzlich innerhalb der normalen Abfolge auf. Ob es sich dabei um eine primäre oder sekundäre Anreicherung der Kieselsäure, bedingt durch die Metamorphose handelt, kann nicht gesagt werden.
Oft sind die Hornsteinlagen in Linsen und Knoten zerlegt oder sie fehlen ganz. Diese Zerlegung ist besonders in den Gebieten starker tektonischer Beanspruchung, wie z.B. Orto di Donna und der Schuppenzone des M. Tambura, erfolgt. Der Meinung WUNDERLICH's (1960), daß es sich bei den Linsen und Knoten um Reste zerscherter Parasitärfalten handelt, kann der Verf. nicht zustimmen. Wunderlich's Voraussetzung, daß die Hornsteinlagen ursprünglich durchgehend gleich dick waren, ist unrichtig, wie man sich leicht an den analogen, unmetamorphen Calcari selciferi der Toskana überzeugen kann. Bei der starken Längung der Gesteine sind die Hornsteinlagen boudiniert und in langgestreckte Linsen zerlegt worden. Gleichzeitig haben schichtparallele Gleitungen stattgefunden, bei denen faltenähnliche Strukturen entstanden.
Die Mächtigkeit der Kalke mit Hornsteinlagen kann nur sehr ungenau angegeben werden. Sie schwankt, sicher aus tektonischen Gründen, zwischen 400 m am M. Sagro und 5 m in der Schuppenzone des M. Tambura. Ihre normale Mächtigkeit dürfte 250 m nicht überschreiten.

ZACCAGNA (1932) betrachtete den metamorphen Calcare selcifero als Basisserie der "Zona degli scisti superiori", in der er, in Unkenntnis der verdoppelten Schichtfolge in den Apuaner Alpen, Gesteine von Lias- bis Oligozänalter zusammenfaßte. Die "Zona degli scisti superiori" stellte er in die Obertrias, da sie von fossilführenden Gesteinen des Rät (der Toskaniden II) überlagert wird.

DE WIJKERSLOOTH (1934) stellt den Calcare selcifero als Anteil einer auf den Marmoren liegenden "Zona scistoso-calcarea" in das Callovien um. Mit einer basalen Transgressionsbrekzie soll er bis in das Tithon reichen. Die Existenz einer Transgressionsbrekzie kann jedoch nicht nachgewiesen werden. Es treten zwar im Arbeitsgebiet Kalzirudite und Kalkarenite in Gesteinen auf, die in ihrer faziellen Ausbildung dem Calcare selcifero ähnlich sind, die aber wegen ihrer stratigraphischen Position ein wesentlich jüngeres Alter haben müssen.

Für die exakte zeitliche Einstufung der Kalke mit Hornsteinlagen ist die Rotfärbung an ihrer Basis von großer Bedeutung. Im toskanischen Faziesraum treten verbreitet rote Ammoniten-Knollenkalke (Rosso ammonitico inf.) auf. Diese haben ein Sinemurium-Alter und gehen lateral als auch vertikal in Gesteine über, die dem metamorphen Calcare selcifero äquivalent sind. Es liegt also die Vermutung nahe, die im Übergangsbereich Marmor/Calcare selcifero zu beobachtende Rotfärbung als einen leichten Einschlag in die Ammonitico-rosso-Fazies zu betrachten. Da der Marmor als Äquivalent des Calcare massiccio angesehen wird, setzt die Sedimentation der Kalke mit Hornsteinlagen auch im Bereich der metamorphen Toskaniden I mit dem Sinemurium ein.
Das zeigen auch die Fossilien, die MASINI (1937) von Alberghi, südlich des M. Grondilice, beschreibt. Darunter befinden sich, wie MERLA (1952) bestätigt, Phylloceras sp., Mheneghinia sp., Erycites sp. und Ägoceras. Die Sedimentation des Calcare selcifero war langsam und gleichmäßig und hielt bis zum Malm an. Es treten zwar bei Orto di Donna und im Canale di Fronchio stark tektonisierte Kalk-Chlorit-Schiefer im Hangenden der Kalke mit Hornsteinlagen auf, aber eine Parallelisierung dieser Schiefer mit den "Marne a Posidonomya alpina" ist zweifelhaft. Die "marne a Posidonomya alpina" vertreten im SE des Arbeitsgebietes und an vielen anderen Stellen in der Toskana die mittlere Abteilung (nach MERLA, 1952) der Calcari selciferi der Toskaniden II. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß Schollen metamorpher Scaglia, die bei tektonischer Beanspruchung sehr mobil wird, in diese Position gelangt sind. Ein Vergleich der Mächtigkeiten zwischen den unmetamorphen

Calcare selcifero (nach MERLA etwa 150-250 m) und den Kalken mit Hornsteinlagen der Toskaniden I (normale Mächtigkeit etwa 250 m), läßt die Annahme zu, daß die metamorphe Serie den unteren und mittleren Jura umfaßt. Die Sedimentation beginnt mit dem Sinemurium, reicht bis in das Oxford, wo die Sedimentation der Radiolarite einsetzte.

5. Radiolarite und Kieselschiefer

Radiolarite und Kieselschiefer, die eindeutig die Fortsetzung der schon beschriebenen Abfolge darstellen, treten nur im NW-Teil des Arbeitsgebietes auf. Gut zugängliche Aufschlüsse befinden sich bei Ort di Donna, im Canale di Fronchio und am Westhang des M. Pisanino. Andere Vorkommen von Radiolariten z.B. im Becken von Vagli und Arni und Acqua Bianca gehören zur Scaglia rossa.

Die Folge der Radiolarite und Kieselschiefer ist ungewöhnlich heterogen. In dieser Heterogenität kommt die Entwicklung des toskanischen Faziesraumes zum Ausdruck, der sich, beginnend im mittleren Jura, zu differenzieren beginnt. Laterale Faziesveränderungen, die sich sehr schnell vollziehen, sind die Folge. So finden sich im Arbeitsgebiet innerhalb dieser Serie: Radiolarite, Kieselschiefer und Serizit-Chlorit-Marmore. Immer ist ein hoher Kieselsäuregehalt typisch.
Das führte einen Teil der bisherigen Bearbeiter dazu, diese Gesteine unter dem Begriff "Zona diasprina" zusammenzufassen. Nur der Horizont der Serizit-Chlorit-Marmore soll hier besonders behandelt werden.

Die Radiolarite sind blaßgrün gefärbt und sehr gut geschichtet. Auf den Schichtflächen tritt Serizit auf, so daß seidenglänzende Oberflächen entstehen. Bei der Verwitterung wird der hohe Mangangehalt sichtbar. Besonders im Canale Fronchio sind die Radiolarite, bedingt durch die starke Vegetation, tiefgründig verwittert und in eine leicht zerfallende, dunkelbraune Masse überführt worden. Die petrographische Zusammensetzung der Radiolarite schwankt. Hauptgemengteil ist

Quarz, der, bei der Metamorphose umkristallisiert, ein feinkörniges, verfilztes Aggregat bildet. In diese Grundmasse ist in parallelen Lagen feinschuppiger Serizit eingelagert. Stellenweise kann der Serizitgehalt so stark anwachsen, daß Serizitquarzite vorliegen. Als Akzessorien treten idiomorphe Pyrite und Karbonat auf.

Die Radiolarite zeigen eine Fältelung im cm-Bereich. Die Achsen der Fältelung wurden bei Orto di Donna mit 130/30 NW eingemessen. Sie laufen in diesem Bereich der Faltenachse der Pizzo d'Uccello-Antiklinale parallel. Sehr gut ausgebildet ist außerdem ein paariges Scherflächensystem, das am Pizzo Maggiore und am Pizzo Altare zu beobachten ist. Die Klüfte stehen senkrecht aufeinander und sind in vielen Fällen zu Bewegungsbahnen geworden, an denen parallele Seitenverschiebungen erfolgten.
Unterhalb von Capradosso treten im Niveau der Radiolarite dunkelrote und violette kieselige Schiefer auf, die keine Schichtung zeigen. Sie gehen durch langsame Zunahme des Tongehaltes aus den Radiolariten hervor und sind als heteropisch mit diesen zu betrachten. Ihre Mächtigkeit beträgt nur wenige m.

Die Mächtigkeit der Radiolarite ist, im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Serien, recht konstant. Sie beträgt im allgemeinen 150 m, kann aber, wie am P. Pisanino auf 100 m zurückgehen. Am M. San Giorgio fehlen die Radiolarite. Hier wird der Calcare selcifero direkt von Serizit-Chlorit-Marmoren überlagert.

Der geringe Fossilinhalt der Radiolarite ist bei der Umkristallisation völlig verloren gegangen. Bei der Frage nach ihrem Alter ist man also auf Vergleiche mit äquivalenten unmetamorphen Serien angewiesen. Diese finden sich in den Toskaniden II in gleicher Fazies und Mächtigkeit. In den Radiolariten der Toskaniden II konnten außer Radiolarien, Punctaptychus punctatus und Aptychus sparsilamellosus gefunden werden. Diese Aptychen sprechen für ein Kimmeridge-Unterkreide-Alter. Sicherlich wird in den meisten Fällen der

Unterkreide-Anteil gering sein, denn in dieser Zeit wird in der ganzen Toskana schon Maiolica sedimentiert. Der Radiolarit fehlt in der Tat oft und die Maiolica repräsentiert den Oberjura und die Unterkreide. Auch für die Toskaniden I trifft das zu, wenn auch die Parallelisierung der Serizit-Chlorit-Marmore mit der gesamten Maiolica bedenklich ist. Zwischen den Serizit-Chlorit-Marmoren und der Scaglia rossa schaltet sich nämlich noch eine mächtige, stark differenzierte Folge ein (siehe Kap. C 7 und 8).

6. Serizit-Chlorit-Marmor

Eng mit den Radiolariten und Kieselschiefern verknüpft, tritt besonders im Bereich der Antiklinale des M. Pisanino ein gebänderter Marmor auf, der in den Apuaner Alpen Cipollino oder Pietra verde di Volegno genannt wird. Diese Namen sind jedoch geologisch nicht zu verwenden, weil damit auch Gesteine aus ganz anderen Niveaus des Autochthons bezeichnet werden.
Die Bänderung kommt durch eine Wechsellagerung von reinem weißen oder rötlichen Marmor und grünen und roten Serizit- und Chloritreichen Kalkschiefern zustande. Die Mächtigkeit der Marmorlagen schwankt zwischen wenigen mm und 30 cm, die der Zwischenlagen ist immer geringer als die der entsprechenden Marmorlage. Die Regelmäßigkeit der Wechsellagerung ist nur sehr selten erhalten geblieben. Meist sind alle Komponenten intensiv miteinander verfaltet und verkneult.
Serizit und Chlorit sind nicht nur auf die Zwischenlagen beschränkt, sondern sie finden sich auch in Schüppchen und dünnen Lagen in den Marmorbänken. Das Gestein ist reich an Quarz. Er findet sich entweder in kleinen Kristallen statistisch im Gestein verteilt oder in Form von Hornsteinen, die als Knoten oder als vielfach verkneulte und zerscherte Lagen auftreten. Bei Orto di Donna und Gorfigliano sind besonders die hangenden Partien sehr reich an Kieselsäure. Der Kalk ist hier weitgehend verdrängt, so daß Radiolarite vorliegen. Das führte schon frühzeitig viele Bearbeiter zu der Annahme, bei den Serizit-Chlorit-Marmoren handele es sich um ein den Radiolariten heteropes Sediment. Deshalb faßt NARDI (1963) Serizit-

Chlorit-Marmor und Radiolarit zur "Zona diasprina" zusammen. Diese Zusammenfassung soll hier nicht übernommen werden, denn sie beruht nur auf lithologischen Gesichtspunkten. Stratigraphisch sind beide Einheiten, wie in den unmetamorphen Toskaniden II getrennt zu betrachten. Die Radiolarite des Autochthons entsprechen denen der Toskaniden II. Lückenhaftes Auftreten und schwankende Mächtigkeiten sind ihre Gemeinsamkeiten. Die Serizit-Chlorit-Marmore entsprechen dem unteren Teil der Maiolica, die, wenn der Radiolarit fehlt, direkt und ohne Sedimentationsunterbrechung auf dem Calcare selcifero lagert.

An einer Heteropie der beiden Serien, derart daß die Radiolarite durch den unteren Teil der Serizit-Chlorit-Marmore ersetzt werden können, kann jedoch nicht gezweifelt werden. Dafür spricht schon ihre, über ein größeres Areal hinweg gleichbleibende, Gesamtmächtigkeit von 200-250 m, wobei die Mächtigkeit der Radiolarite in dem Maße abnimmt, wie die der Serizit-Chlorit-Marmore zunimmt und umgekehrt. Letztere sind bei Orto di Donna 40 m und bei Gorfigliano 70-80 m mächtig.

Für die Alterseinstufung der Serizit-Chlorit-Marmore gilt das schon bei der Behandlung der Radiolarite Gesagte. Da Fossilien im Autochthon fehlen, bleibt bei der zeitlichen Einstufung nur der Vergleich mit den unmetamorphen Toskaniden II. Dort bietet sich als äquivalentes Sediment die Maiolic an, die mit Radiolariten an der Basis oder direkt über den Calcari selciferi einsetzt. Sie umfaßt im allgemeinen einen Zeitraum von Tithon bis maximal Alb (nach GÜNTHER, 1966) und wird dann von der im Cenoman (im Val Gordana nach REUTTER und SERPAGLI, 1961, ebenfalls im Alb) einsetzenden Scaglia rossa abgelöst.

Die Serizit-Chlorit-Marmore des Kartierungsgebietes können jedoch nur dem unteren Teil der Maiolica entsprechen, denn sie tragen über sich noch eine mächtige Folge von Kalkareniten und Marmoren, die einen stratigraphischen Kontakt zur Scaglia zeigt und wohl dem höheren Teil der Maiolica entspricht. (Vergl. Kap. C 8).

7. Kalkarenite mit Hornsteinlagen

Auf dem Westhang des M. Pisanino, am Poggio Baldozzana und im Fosso di Acqua Bianca werden die Serizit-Chlorit-Marmore von einer Serie überlagert, die dem schon besprochenen Calcare selcifero sehr ähnlich ist. Es handelt sich um dunkelblaue oder dunkelgraue Kalke, die Hornsteine in Form von Lagen und diffus begrenzten Linsen und Knoten enthalten. Bei den Kalken handelt es sich jedoch um Kalkarenite, die bei der Metamorphose umkristallisiert sind. Zum Hangenden dieser Serie hin ist eine Kernvergröberung zu beobachten, so daß dort Kalzirudite vorliegen. Häufig treten in den Kalkbänken weiße Hornsteingerölle auf, die selten größer als 2 cm werden. Mit Hilfe dieser Gerölle ist eine deutliche Gradierung der Kalkarenite zu beobachten.

Eine Bank beginnt dann mit einer durch sedimentäre Konzentration von Hornsteingeröllen entstandenen Lage, die sich zum Hangenden der Bank hin durch Aufnahme von Kalkgeröllen auflöst. Die höheren Teile der Bank zeigen noch eine feine Lamination, die durch Kleinrhythmen im "graded bedding" ("miorograding") entsteht.

Neben den als Brekzien sedimentierten Hornsteinlagen treten auch solche auf, die ihre Entstehung einer chemischen Anreicherung von Kieselsäure am Ablagerungsort verdanken. Neben den Hornstein- und Kalkgeröllen treten noch große, eckige Bruchstücke grüner Radiolarite auf. Bemerkenswert ist ferner das Auftreten von dunkel gefärbten Kalzit-Spaltstücken, die charakteristisch für Echinodermenbrekzien sind und für diese Serie ein sehr wichtiges Merkmal darstellen.

Zur Bestimmung der petrographischen Zusammensetzung wurden mehrere Dünnschliffe untersucht. Alle zeigen ein ähnliches Bild: Gerundete, etwa 1-3 mm große Kalzitkristalle, die Zwillingslamellierung zeigen, werden von einer feinkristallinen Grundmasse, bestehend aus Karbonat und Quarz, umflossen. In dieser Zwischenmasse sind wieder quarzfreie Partien zu unterscheiden, die den primären Kalkkomponenten der Kalkarenite entsprechen. Die quarzreichen Partien zeigen mikrokristalline Struktur und entsprechen den Hornsteingeröllen. In allen Schliffen ist eine ausgeprägte Paralleltextur zu beobachten.

Die Mächtigkeiten der Kalkarenite mit Hornsteinlagen variieren. Auf dem überkippten Ostflügel der Pizzo d'Ucello-Antiklinale beträgt sie 60-70 m, erreicht aber am Westhang des M. Pisanino 100-140 m. Bei Gorfigliano ist die Schichtfolge stark gestört, so daß nur noch 30-40 m Kalkarenit vorhanden sind. Die Mächtigkeitsschwankungen sind nur teilweise tektonisch bedingt. Sie haben vielmehr ihre Ursache in der besonderen Genese dieser Schichtfolge.
Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit wurden die Kalkarenite mit Hornsteinlagen von ZACCAGNA, DE WIJKERSLOOTH, MERLA u.a. als Calcare selcifero angesehen und demzufolge in die Trias bzw. den Jura gestellt. Erst NARDI (1963), der einen Teil des hier behandelten Gebietes neu bearbeitete, wies auf die unterschiedliche stratigraphische Stellung beider Serien hin. Er scheidet die Kalkarenite mit Hornsteinlagen aus und bezeichnet sie als "Calcare selcifero ad entrochi" (Kieseliger Trochitenkalk). Dieser Begriff ist insofern etwas irreführend, als echte Trochiten, die noch als solche erkennbar sind, in dieser Serie sehr selten vorkommen.
Die stratigraphische Eigenständigkeit der Kalkarenite mit Hornsteinlagen ist evident. Der Calcare selcifero liegt bei ungestörter Lagerung immer auf den Marmoren des Typs Carrara und wird von Radiolarit bzw. Serizit-Chlorit-Marmor überlagert. Die Kalkarenite mit Hornsteinlagen dagegen treten immer im Hangenden der Serizit-Chlorit-Marmore auf und werden von den Serizit-Schiefern der Scaglia rossa überlagert. Sie finden sich auch als Einschaltungen in den Marmoren des Roccandagia-Typs, mit dem sie genetisch eng verknüpft sind. Im Grenzbereich Kalk/Scaglia wechsellagern gradierte, bis zu 3 m mächtige Kalkarenitbänke mit den roten und grünen Serizit-Schiefern der Scaglia rossa; ein eindeutig stratigraphischer Übergang. Der Ablagerungszeitraum der Kalkarenite mit Hornsteinlagen umfaßt also die höhere Unterkreide und die Mittelkreide, wenn und das ist wahrscheinlich, die Sedimentation der Scaglia rossa in diesem Bereich ebenfalls mit dem Cenoman bzw. Alb beginnt. Sie vertreten also im Autochthon den höheren Teil der Maiolica der Toskaniden II. Andererseits ist es wahrscheinlich, daß solche Brekzien nur in Verbindung mit orogenen Bewegungen entstehen. Anzeichen

für diese finden sich im Apennin besonders im Alb. Die Kalkarenite wären dann als besonderes Schichtglied an der Basis der Scaglia rossa aufzufassen.
Das Auftreten dieser klastischen Sedimente innerhalb der sonst pelagischen Schichtfolge (Radiolarite, Serizit-Chlorit-Marmor, Basis der Scaglia rossa) ist nur mit Hilfe von "turbidity currents" zu erklären. Das klastische Material muß dabei an einer Schwellenregion oder, und das ist wahrscheinlicher, an präcenoman angelegten Störungen submarin entstanden sein. Der sich an den Störungen ansammelnde Ditritus ist dann von Zeit zu Zeit abgeglitten und als Trübstrom in sein heutiges Ablagerungsgebiet gelangt. Die heute zu beobachtende Gradierung setzt eine Turbulenz innerhalb des Trübstromes voraus, die wiederum ein Hinweis auf die Weite der Bewegung und die Hangneigung ist. Da der Reliefunterschied im Bereich der submarinen Störungen beträchtlich gewesen sein muß, ist das Herkunftsgebiet der Kalkarenite nicht sehr weit von ihrem heutigen Verbreitungsgebiet zu suchen. Das abgetragene Gesteinsmaterial entspricht dem im Kartierungsgebiet anstehendenden Calcare selcifero und dem Radiolarit.

8. Marmor (Typ M. Roccandagia)

Die Existenz einer zweiten Serie von Marmoren, die im Gegensatz zu den unterliassischen Marmoren des Typs Carrara, unter- bis mittelkretazisches Alter haben muß, war lange unbekannt. Erst NARDI (1963) weist auf den Marmor des M. Roccandagia hin und betont seine stratigraphische Eigenständigkeit gegenüber den Marmoren des Carrara-Typs. Er geht lateral aus den Kalkareniten mit Hornsteinlagen (NARDI - Calcare selcifero ad entrochi) hervor und hat gleichfalls einen stratigraphischen Kontakt zu Scaglia rossa. Weitere Gemeinsamkeiten beider Serien sind das Vorkommen von zahlreichen Echinodermenresten und der Reichtum an Hornsteinen.
Das Hauptverbreitungsgebiet dieses Marmors liegt im mittleren und südwestlichen Teil des Arbeitsgebietes. Er erscheint im Fosso di Acqua Bianca unvermittelt im Hangenden der Serizit-Chlorit-Marmore und zieht immer mächtiger werdend zum M.

Roccandagia, wo er mit 407 m seine größte Mächtigkeit erreicht. Südlich des M. Roccandagia zersplittert sich die bis dahin einheitliche Zone in eine Reihe von Vorkommen, die einzelnen Strukturen zugeordnet werden können, die im tektonischen Teil beschrieben werden sollen. Einen Teil dieser Vorkommen hat ZACCAGNA für "Cipollino" gehalten, der in seiner Ausbildung den hangenden Partien des Marmors vom M. Roccandagia gleicht. Seine liegenden Teile wurden dagegen den Marmoren des Carrara-Typs zugeschlagen, so daß sich eine andere tektonische Konfiguration ergeben mußte, die für Zaccagna unbedeutend war, da die ganze Serie zur "Zona dei scisti superiori" gehörte, die als stratigraphische Einheit in die Obertrias gestellt wurde. Unter den heutigen Umständen bietet die genaue Abgrenzung dieser Marmorserie wichtige Hinweise auf den Bauplan des Autochthons, besonders der zentralen Zone im Bereich Vagli, Passo di Sella, Arni.
Der Marmor des M. Roccandagia ist in der Tat, soweit es seine Basis betrifft, den Marmoren des Carrara-Typs sehr ähnlich. Im mikroskopischen Bereich besteht er wie jener aus einem Agglomerat xenomorpher Kalzit-Kristalle. Chlorit und Serizit sind als Nebengemengteile immer vorhanden. Quarz tritt nicht nur statistisch verteilt in Form von kleinen und kleinsten Kristallen, sondern häufig in mm-dünnen, sedimentären Lagen auf.
Im makroskopischen Bereich ergeben sich bei genauem Studium der einzelnen Vorkommen eindeutige Unterschiede der Fazies und der stratigraphischen Stellung, die darauf hinweisen, daß beide Marmorserien nicht identisch miteinander sind.

1. Hornsteine als Lagen oder Knoten, im Marmor des M. Roccandagia sehr häufig, finden sich in den liassischen Marmoren sehr selten und sind dann auf die Übergangszone zum Calcare selcifero beschränkt.
2. Die farblichen Nuancierungen sind bei dem Marmor des M. Roccandagia wesentlich lebhafter. Wechsellagerungen von grünen, roten, gelben und violetten Marmorbänken, meist miteinander verfaltet, sind typisch. Oft zeigen die Bänke eine knollige und brekziöse Struktur.
3. Die hangenden Partien sind oft brekziös ausgebildet.

Die weißen Brekzienkomponenten sind dann mit gelbem und ziegelrotem Zement, der ebenfalls marmorisiert ist, verkittet. Diese Brekzien sind von großer Bedeutung und werden später noch gesondert behandelt.

4. Das Auftreten von Echinodermenresten, die oft leuchtend rot gefärbt, massiert im Hangenden aber auch bankweise innerhalb der Abfolge auftreten.

Aufgrund dieser Kriterien ist der Marmor des M. Roccandagia mit einiger Erfahrung von den Marmoren des Carrara-Typs zu trennen. Wenn, wie im N des Arbeitsgebietes, die stratigraphischen Übergänge in die Scaglia rossa noch vorhanden sind, ist diese Trennung noch eindeutiger durchzuführen. Wenn jedoch, wie es im SW der Fall ist, die Verschuppung so stark wird, daß ganze Schichtkomplexe und auch Teile dieser Marmore fehlen, ist die Abtrennung schon problematischer, da mit lateralen Faziesveränderungen gerechnet werden muß.
Am Anfang des Kapitels wurde schon auf die Gemeinsamkeiten hingewiesen, die den Marmor des M. Roccandagia und die Kalk-Arenite mit Hornsteinlagen verbinden. Die wichtigste Gemeinsamkeit ist ihr stratigraphischer Kontakt zur Scaglia rossa. Weiter das Auftreten von Echinodermenresten und der Reichtum an Kieselsäure. Trotz des so unterschiedlichen Erscheinungsbildes müssen beide Serien als gleichzeitig und nebeneinander entstanden betrachtet werden.
Möglicherweise handelt es sich bei den Marmoren des Typs M. Roccandagia um die normale Fortsetzung der schon mit den Serizit-Chlorit-Marmoren begonnenen Sedimentation. Lokal wird diese Sedimentation von Kalkareniten und Kalziruditen verdrängt, die in mehreren Suspensionsströmen, wahrscheinlich von SW kommend, in den Ablagerungsraum gelangten. Die Kalkarenite keilen sehr schnell wieder aus. Sie treten z.B. östlich des Serchi di Minucciano nur noch als 30 m mächtige Einschaltung zwischen Serizit-Chlorit-Marmor und den Marmoren des M. Roccandagia auf und sind in dessen weiterer Fortsetzung nicht mehr nachzuweisen.
Ob es sich wenigstens bei einem Teil dieser Marmore ebenfalls primär um submarine Abtragungsprodukte handelte, die umgelagert wurden, kann nicht mehr eindeutig festgestellt werden. Es ist nämlich vorstellbar, daß in dem entsprechenden Lieferge-

biet vorwiegend Calcare massiccio (vorwiegend Calcare selcifero bei den Kalkareniten mit Hornsteinlagen) exponiert war. Es wäre demzufolge auch nur reinster Kalkdetritus entstanden und umgelagert worden, der später bei der Metamorphose seinen Brekziencharakter verloren hat. Entsprechende Konfigurationen des Meeresbodens bestanden in unmittelbarer Nähe der Apuaner Alpen (GÜNTHER und REUTTER, 1966). Das Vorkommen der Kalkarenite mit Hornsteinen ist jedoch so begrenzt, daß es unwahrscheinlich erscheint ein weiteres, vom ersten völlig isoliertes, Liefergebiet anzunehmen. Bei der geringen Distanz hätte sich der Detritus unbedingt miteinander vermischen müssen. Die trotz der Metamorphose noch deutlich erkennbaren Brekzien im Hangenden des Marmors lassen eine andere, bessere Deutung zu.

a. Scaglia rossa - Basisbrekzie

Diese Brekzien treten in zwei Vorkommen im Becken von Vagli auf. Sie bilden das Hangende der Marmore des Typs M. Roccandagia und leiten in die Scaglia rossa über. Die Entstehung bzw. Sedimentation der Brekzien ging gleichzeitig mit dem Beginn der Scaglia-Sedimentation vonstatten. Daß die Brekzie sedimentärer Entstehung ist, geht aus folgenden Beobachtungen hervor:

1. Die Brekzienkomponenten sind scharf begrenzt und zeigen sehr geringe Tektonisierungserscheinungen, wenn man von einer gewissen Längung absieht.
2. Der Zement ist homogen. Er zeigt besonders im Liegenden, wo er kalkig ist, keine brekziösen Strukturen.
3. Tektonische Brekzien sind im Autochthon der Apuaner Alpen selten und immer an ganz bestimmte lithologische Sonderentwicklungen gebunden. Bei einer tektonischen Beanspruchung der Scaglia insgesamt oder nur ihrer Basis ist es an keiner Stelle zur Ausbildung einer Reibungsbrekzie gekommen. Als inkompetentes Gestein weicht die Scaglia der mechanischen Beanspruchung aus. Das gilt auch für die oft an ihrer Basis auftretenden Radiolarite, die dann auf Schuppenbahnen und Störungen als isolierte Blöcke auftreten ohne von Brekzien umhüllt zu sein.

Die Brekzie besteht aus eckigen walnuß- bis kopfgroßen Geröllen, die in ihrem Aussehen dem liegenden Marmor gleichen. Gelbliche und hellrosa Farben überwiegen. Die Gerölle enthalten Echinodermenreste, die teilweise noch als Trochiten zu erkennen sind. Der Zement ist ebenfalls marmorisiert und an der Basis der Brekzie von gelber und ziegelroter Farbe. Zum Hangenden der maximal 20 m mächtigen Brekzie hin wird der Zement schiefriger und nimmt die dunkelrote Farbe der Scaglia rossa an. Gleichzeitig werden die Gerölle größer. Der Anteil des Zements nimmt zum Hangenden hin ständig zu, so daß ein lückenloser Übergang zwischen dem Marmor des M. Roccandagia und den Serizit-Schiefern der Scaglia rossa besteht.

Ähnliche Brekzien beschreiben GÜNTHER und REUTTER (1966) aus den Toskaniden II nordöstlich von Mommio und der Pania di Corfino. Allerdings liegen diese Brekzien auf dem Calcare selcifero und vereinzelt auf dem Calcare massiccio. Diese Gesteine stellen auch die Brekzienkomponenten. Der Zement entspricht petrographisch der unteren Scaglia rossa und enthält auch die entsprechenden Cenoman-Faunen. Die Scaglia überlagert dort einen präcenomanen hardground, der von submarinen Störungen, die in der paläoapenninen Phase (MIGLIORINI, 1945) angelegt wurden, zerlegt wurde. Diese Störungen lieferten dann den Detritus. Das cenomane Relief war sehr differenziert, denn in unmittelbarer Nachbarschaft der Brekzien, nie an ihrer Basis, ist die Sedimentation der Maiolica kontinuierlich fortgesetzt worden.

Überträgt man diese Verhältnisse auf das Autochthon, erscheint folgende Annahme gerechtfertigt: Der Marmor des Typs M. Roccandagia ist die normale Fortsetzung der Serizit-Chlorit-Marmore. Die Kalksedimentation wird lokal von Kalkareniten und Kalziruditen verdrängt, die in mehreren Suspensionsströmen, von einer nicht weit entfernten Störungszone, in den Ablagerungsraum gelangen. Mit dem Einsetzen einer verstärkten Bodenunruhe (paläoapenninische Phase) werden 1. die schon bestehenden Störungszonen reaktiviert, was zu einer Kornvergröberung der Kalkarenite führt und 2. neue Störungen in dem bis danin ungestörten Ablagerungsgebiet der heutigen Marmore angelegt.

Diese Differenzierung des Reliefs und der Beginn der Scaglia rossa-Sedimentation führte dazu, daß die präcenoman abgelagerten Kalke von den Hängen der Störungen in den noch unverfestigten Scaglia-Schlamm gelangten und dort einsedimentiert wurden. Der Versatz dieser Störungen war gering, denn die Scaglia-Sedimentation glich die Reliefunterschiede bald aus.

In Übereinstimmung mit den Verhältnissen in den Toskaniden II muß für den Marmor des M. Roccandagia ein unter- bis mittelkretazisches Alter angenommen werden. Er ist demnach ebenfalls ein Äquivalent der Maiolica.
Zu dem Verhältnis "Zona diasprina"/Marmor des M. Roccandagia ist folgendes zu sagen: In NW des Arbeitsgebietes bildet die "Zona diasprina" scheinbar eine Einheit, die durch das Auftreten der Radiolarite klar definiert ist. Im mittleren und südlichen Teil des Arbeitsgebietes, sowie fast überall im Autochthon, fehlen die Radiolarite, so daß die Abtrennung einer "Zona diasprina" nicht mehr möglich ist. Die Abtrennung der Serizit-Chlorit-Marmore von den Marmoren des M. Roccandagia erfolgte nur noch aus didaktischen Gründen, denn sie sind das Gestein, das im Autochthon häufiger und immer in seiner typischen Ausbildung vorkommt. Der Marmor des M. Roccandagia kann dagegen nur als eine fazielle Sonderentwicklung der Serizit-Chlorit-Marmore angesehen werden, die durch eine besondere, eng begrenzte Konfiguration des Ablagerungsraumes hervorgerufen wurde. Schon während der Ablagerung der höheren Teile des Marmors waren die geringen Faziesunterschiede wieder ausgeglichen, denn diese entsprechen in petrographischer Hinsicht den Serizit-Chlorit-Marmoren vollkommen.
Die Trennung der Serizit-Chlorit-Marmore von den Marmoren des M. Roccandagia ist deshalb nur von tektonischem Interesse. Stratigraphisch sind sie identisch. Sie sind insgesamt ein Äquivalent der Maiolica der Toskaniden II, die trotz geringfügiger Differenzierungen fazieller und petrographischer Natur als Einheit betrachtet wird. Der Verf. schlägt deshalb vor, diese Einheit auch im Autochthon als solche zu betrachten und auch als "Maiolica" zu bezeichnen. Der Begriff "Zona diasprina" hat nur lithologischen Charakter und sollte nicht mehr gebraucht werden. Wenn Radiolarite im

Autochthon auftreten, sollen sie als selbständiges Schichtglied ausgeschieden werden.

9. Scaglia rossa

Der Begriff Scaglia rossa wurde im Autochthon für eine Serie von hauptsächlich roten Serizit-Schiefern und Radiolariten angewandt, die trotz ihrer Inhomogenität eine stratigraphische Einheit darstellt. Aufgrund ihrer Inkompetenz ist sie jedoch nur noch selten im stratigraphischen Verband mit ihrem Liegenden und Hangenden. Als einzige Schieferserie des Autochthons ist die Scaglia bei der tektonischen Beanspruchung migriert und findet sich heute in Blöcken und langgestreckten Linsen auf Störungen und Schuppenbahnen. Oftmals sind diese Strukturen erst durch das Vorhandensein der Scaglia erkennbar.
Stratigraphische Kontakte zeigt die Scaglia rossa nur in ihrem Liegenden an wenigen Stellen im N des Arbeitsgebietes.

Im Serchi di Minucciano beginnt die Scaglia mit ungeschichteten, dunkelroten, blättrigen Serizit-Schiefern. Daneben treten nicht horizontbeständige Einschaltungen von olivgrünen und schwarzen Schiefern auf. Der Übergang der Kalkarenite mit Hornsteinlagen in die Scaglia erfolgt derart, daß gradierte Kalkarenitbänke mit bis zu 3 m Mächtigkeit und Serizit-Schiefer wechsellagern. Verschiedene dieser Bänke sind völlig marmorisiert und nur die für diesen Kalkarenit typischen Hornsteingerölle deuten auf das ursprüngliche Gestein hin.
Im Fosso di Acqua bianca beginnt die Scaglia rossa nicht mehr unmittelbar über den Kalkareniten mit Hornsteinlagen, denn diese keilen hier schon aus und gehen in hellgraue, stark geschieferte Marmore über. Diese Marmore entsprechen dem Marmor des M. Roccandagia, erreichen jedoch erst 20 m Mächtigkeit.
Oberhalb der Segheria schalten sich in diese Marmore zunehmend rote und grüne, schiefrige Kalklagen ein, so daß ein sehr typisches Mischgestein entsteht. In einem Bereich von 10-15 m vollzieht sich dann der Übergang in die Serizit-Schiefer. Die stratigraphische Natur dieses Übergangs ist so eindeutig,

daß es unverständlich ist, warum die stratigraphische Eigenständigkeit der Marmore vom M. Roccandagia nicht viel früher erkannt worden war.

Ähnliche Übergänge sind auch am M. Roccandagio selbst vorhanden. Bei S. Viano sind sie wegen der Lagerung der Scaglia in einer Synklinale zweimal zu beobachten. Die weißen Marmore des M. Roccandagia nehmen im Übergangsbereich eine auffallende schlierige Struktur an, die durch die Wechsellagerung von dünnen, unregelmäßigen Marmorlagen hervorgerufen wird, deren Rotfärbung von unterschiedlicher Intensität ist. Typisch für diese Übergangszone ist das massenhafte Auftreten von 1-4 mm großen Kalzit-Kristallen, die offensichtlich durch den Zerfall von bis zu 10 mm großen Trochiten entstanden sind, die noch vereinzelt zu finden sind. Die kleineren Kristalle sind durch Hämatit rot gefärbt. Die größeren zeigen diese Färbung nur randlich. Serizit ist reichlich vorhanden. Er tritt in dünnen Lagen zwischen den einzelnen Marmorschlieren auf. Auf diese Übergangszone von etwa 10 m Mächtigkeit folgt die typische Scaglia-Basis mit ihren Radiolariten.

Eine radiolaritische Scaglia-Basis ist die Regel. Meist liegen an der Basis bis zu 100 m mächtige violettrote Radiolarite oder Kieselkalke, die dann vertikal in rote und grüne Serizit-Schiefer übergehen. Im NW-Teil des Arbeitsgebietes fehlen die Radiolarite, so daß die gesamte Scaglia rossa schiefrig ausgebildet ist.

Die Heterogenität der Scaglia-Basis ist ein Ausdruck des noch unausgeglichenen Ablagerungsraumes zur Zeit der beginnenden Oberkreide, der zwar in sich einheitlich war, aber in dem noch die verschiedensten Sedimentationsmilieus nebeneinander bestanden.

In den Schliffen der Serizit-Schiefer ist immer eine ausgeprägte Paralleltextur zu beobachten. Die schon im makroskopischen Bereich deutliche Schiefrigkeit setzt sich bis in den mikroskopischen Bereich fort und erfaßt das Gestein vollkommen. Hauptgemengteil ist Serizit, streng parallel ausgerichtet. Quarz ist in zwei Korngrößen vorhanden. Einmal Quarz in der Größenordnung der Serizitschüppchen, der dem ursprünglichen Psammitgehalt des Sedimentes entspricht. Deutlich von

diesen heben sich rundliche Quarzanhäufungen ab, die wohl umkristallisierte Mikrofossilien darstellen. Der Gehalt von Karbonat schwankt in weiten Grenzen ohne an bestimmte Horizonte gebunden zu sein.
Radiolarite, Serizit-Schiefer und die Gesteine der Übergangszone zum Marmor des M. Roccandagia sind stark verfaltet und verschiefert, so daß kein genauer Wert für ihre Gesamtmächtigkeit angegeben werden kann. Im N des Arbeitsgebietes sind es 200-250 m. Im mittleren und südlichen Teil wird diese Mächtigkeit bei weitem nicht mehr erreicht. Außerdem wechselt die Fazies. Die Serizit-Schiefer werden hier weitgehend durch eine kalkige Sedimentation ersetzt, die dann in den Pseudomacigno überleitet.

a. Marmor mit Schieferbrekzien

Diese etwa 100-150 m mächtige Folge, die ihr Hauptverbreitungsgebiet bei Arni hat, ist in ihrer lithologischen Ausbildung sehr typisch. Sie besteht aus Marmoren, in die, lagenweise oder unregelmäßig verteilt, Schieferbruchstücke eingelagert sind. Die Verwitterung präpariert diese Schieferpartikel heraus, so daß eine typische rauhe Oberflächenstruktur entsteht. Die Marmorlagen sind bis zu 1 m mächtig und je nach Chlorit-Gehalt verschieden intensiv grün gefärbt. Die Schieferbruchstücke sind petrographisch identisch mit den schon beschriebenen Serizit-Schiefern der Scaglia rossa. Es hat also eine Wechsellagerung von Kalken und Tonschiefern vorgelegen, die bei der Metamorphose in charakteristischer Weise umgeformt wurde. Die Metamorphose reichte dabei gerade zur Mobilisation der Kalke aus, die deswegen bruchlos verformt wurden, während die Zwischenlagen zerbrachen. Die dabei entstandenen Schieferbruchstücke sind dann von den mobilisierten Kalken verbacken worden.
Der Marmoranteil scheint zum Hangenden der Folge hin abzunehmen, während sich gleichzeitig der Grad der Vermischung und Verformung verstärkt.
Diese Folge bildet den obersten Horizont der Scaglia rossa und wird, wenn der Pseudomacigno fehlt, vom Calcare cavernoso

tektonisch überlagert. Inwieweit die heutigen Vorkommen mit der primären Verbreitung übereinstimmen muß ungelöst bleiben, da nicht festgestellt werden kann, ob es sich bei den Marmoren und Schieferbrekzien nur um eine laterale Vertretung der Serizit-Schiefer handelt oder ob dieser vielleicht überall vorhanden gewesene oberste Scaglia-Horizont lokal der Überschiebung zwischen Autochthon und Toskaniden II zum Opfer gefallen ist.
Die erste Version ist die wahrscheinlichere, denn die Serizit-Schiefer reichen schon bis in das Eozän, wie Nummulitenbrekzien zeigen. Außerdem sind derartige Wechsellagerungen von Kalken und bunten Schiefern als laterale Vertretung der Schieferfazies für die Obere Scaglia rossa der Toskaniden II im E des Arbeitsgebietes typisch.

Von besonderem stratigraphischen Wert ist das Auftreten von Kalken und Kalkareniten in den Schiefern der Scaglia rossa. Sie sind im Rio Cavo, bei Gorfigliano und am M. Tontorone vorhanden. Im Rio Cavo sind sie nur noch als unzusammenhängende Blöcke in den Serizit-Schiefern zu finden. Der stratigraphische Verband der Scaglia ist hier durch die tektonische Beanspruchung weitgehend zerstört worden. Bei Gorfigliano und am M. Tontorone ist der Zusammenhang noch vorhanden.

In unmittelbarer Nähe des Kontaktes zu den Toskaniden II treten in roten und grünen Kalkschiefern dunkelgraue Kalke auf, die allmählich aus diesen hervorgehen und bis zu 4 m mächtig werden. Diese Kalke sind Kalkarenite, die ihre Entstehung "turbidity currents" verdanken. Sie sind jedoch nicht mit den an der Scaglia-Basis auftretenden Kalkareniten zu verwechseln, denn sie sind frei von Kieselsäure und führen Mikrofossilien.

Der Schliff 3.58 entstammt der Scaglia rossa am Südhang des M. Calamaio bei Gorfigliano. Er zeigt einen schon teilweise umkristallisierten Kalkarenit mit Korngrößen, die zwischen 1 und 10 mm schwanken. Erkennbar sind noch 3 2-3 mm große Exemplare von Nummulites sp. und ein Exemplar von Discocyclina sp. Daneben sind noch zahlreiche, nicht mehr identifizierbare Bruchstücke vorhanden. Der Schliff zeigt eine ausgeprägte Paralleltextur. Der Kalkarenit und damit die

obersten Horizonte der Scaglia rossa im Autochthon haben also mindestens ein eozänes Alter.
Diese Nummuliten führenden Kalkarenite sind mit denen identisch, die in der Oberen Scaglia rossa der Toskaniden II auftreten. Sie haben bei der geologischen Erforschung der Apuaner Alpen eine hervorragende Rolle gespielt. ZACCAGNA erkannte zwar das tertiäre Alter der Kalkarenite, mußte sie aber als durch komplizierte tektonische Vorgänge in die Trias geschupptes Tertiär auffassen, um seine Konzeption vom Aufbau des Apennin nicht ad absurdum zu führen. Das Fehlen von tektonischen Kontakten der Kalkarenite zu den sie umhüllenden Schiefern konnte nicht befriedigend geklärt werden. SILVESTRI (1939) äußerte deshalb die Ansicht, bei den Nummuliten handele es sich nicht um tertiäre Formen sondern um den Nummuliten ähnliche Großforaminiferen der Trias. (Nummuliticus triassicus)

NARDI (1962), der die alten Schliffe Silvestri's untersuchte, konnte feststellen, daß es sich eindeutig um Nummuliten handelt.

Schon die Anwendung des Begriffes Scaglia rossa auch im Autochthon sollte die Identität der beschriebenen Serie mit der Scaglia der Toskaniden II zeigen. Beide Serien zeigen sowohl in fazieller als auch in petrographischer Hinsicht große Ähnlichkeiten: Rote und grüne Schiefer und Mergel, hoher SiO_2-Gehalt an der Basis, Fossilschuttbrekzien und Kalk-Mergel-Wechsellagerungen im Hangenden. Beide Serien liegen auf Gesteinen der Unter- und Mittelkreide und werden von einem Flyschsandstein überlagert.
Das Alter der Scaglia rossa der Toskaniden II ist seit langem bekannt. Sie beginnt etwa im Cenoman (lokal schon im Alb) und reicht bis in das Eozän. Sie wird in ein kretazisches und in ein tertiäres Niveau unterteilt, deren Trennung nur auf paläontologischer Grundlage erfolgt. Fazielle Unterschiede können nur selten als Unterscheidungsmerkmal herangezogen werden. (Siehe Kap. D 9a,b)

10. Pseudomacigno

Das jüngste Schichtglied der metamorphen Abfolge ist der

Pseudomacigno, so genannt um seine besondere Stellung als autochthoner, metamorpher Macigno zu betonen. Der Name geht auf ZACCAGNA zurück, der glaubte, es handele sich um eine, dem Macigno ähnliche, Grauwacke der Obertrias.
Er tritt entweder in einzelnen stark tektonisierten Vorkommen als Muldentiefstes oder als Gleitbrett außerhalb der stratigraphischen Abfolge auf. Die Mächtigkeiten erreichen dann kaum 100 m. In E des Arbeitsgebietes ist er aufgrund der weniger intensiven Tektonik in zusammenhängenden Arealen erhalten geblieben und erreicht Mächtigkeiten von 300 m.
Der Pseudomacigno zeigt am Aufschluß die unterschiedlichsten Erscheinungsbilder. Einmal stark zerbrochen, geschiefert und serizitisiert, ist er an anderen Stellen von dem unmetamorphen Macigno kaum zu unterscheiden.
Es sind graugrüne, mittelkörnige Sandsteine, die folgende typisch petrographische Zusammensetzung zeigen:
Der überwiegende Bestandteil ist Quarz, der in eckigen oder nur wenig gerundeten Körnern auftritt. Die Quarze sind z.T. zerbrochen und zeigen undulöse Auslöschung. Ferner sieht man viele Feldspäte, die in ein feinkörniges Aggregat von Quarz und Serizit umgewandelt sind. Daneben treten aber auch wenige Plagioklase auf, die keine Umwandlungserscheinungen zeigen. Vereinzelt sind Mikrokline beobachtet worden. An Glimmermineralien tritt Muskowit, überwiegend als Serizit, auf, der teilweise von neugebildetem Quarz eingeschlossen wird. Die Biocite sind chloritisiert worden, wenn nicht primär Chlorit vorlag. An Sedimentmaterial sind Kalkbröckchen und schwarze Tonschieferfetzen in stark wechselnden Mengen eingelagert. Untergeordnet treten Pyrit, die für Psammite typischen Schwermineralien und dunkle organische Substanzen auf.

Die stark geschieferten Pseudomacigno-Vorkommen (M. Fiocca, M. Croce, Capanne di Careggine) zeigen eine intensivere Serizitisierung der Plagioklase und eine weiter fortgeschrittene Zertrümmerung der Mineralkomponenten als Folge des stärkeren Streß.
Die Schichtung ist in allen Pseudomacigno-Vorkommen von der Tektonik fast völlig ausgelöscht worden. Ebenso wie die typischen Flyschmerkmale wie Unterflächenstrukturen und Gradierung usw. Nur die vereinzelt auftretenden Einschaltungen

schwarzer Tonschiefer zeigen die Lagerungsverhältnisse und die ursprüngliche Bankmächtigkeit der Sandsteine an. Sie kann bis zu 4 m erreichen, ist aber meistens geringer. Die Tonschieferlagen, die bis zu 2 m Mächtigkeit erreichen können, sind intensiv verschiefert und teilweise ausgequetscht. Ein bestimmter tonschieferreicher Horizont konnte innerhalb der Gesamtfolge nicht beobachtet werden.
Direkt an der nach Orto di Donna führenden Straße treten im Pseudomacigno neben den massigen Sandsteinen schwarze und dunkelgraue splittrige Mergel auf, die mit Kalksandsteinen wechsellagern, die normalerweise für den Macigno untypisch sind. Die Kalksandsteine zeigen eine schichtprallele Furchung, die durch wiederholtes "graded bedding" entstanden ist. Bemerkenswert sind diese Kalksandsteine durch die Nummulitenreste, die in ihnen beobachtet wurden. Die Mächtigkeit der Mergel als auch der Kalksandsteine beträgt hier 50-70 cm.
Die Gesamtmächtigkeit des Pseudomacigno läßt sich wegen der starken Tektonisierung kaum angeben. Sie beträgt im Arbeitsgebiet maximal 300 m, erreicht also nur 15% der Mächtigkeit des Hauptkamm-Macignos.
Der Pseudomacigno ist sowohl in petrographischer als auch in fazieller Hinsicht mit dem mächtigen Macigno der Toskaniden II identisch. Bei beiden handelt es sich um Sandsteine oder lithische Grauwacken in Flyschfazies, die die Scaglia rossa überlagern. Oft treten an ihrer Basis Nummulitenbrekzien auf, die nicht älter als Eozän sind.
ZACCAGNA rechnete sowohl Pseudomacigno als auch die Kalkarenite, die an seiner Basis auftreten, zur Obertrias. Sie bildeten den obersten Horizont der "Zona degli scisti superiori". Wo die Kalkarenite Nummuliten enthielten, wurden sie als in die Trias geschupptes Tertiär gedeutet, obwohl keine tektonischen Kontakte vorlagen. LENCEWICZ wies auf die petrographische und fazielle Ähnlichkeit hin, die zwischen dem tertiären Macigno im Vorland der Apuaner Alpen und dem vermeintlichen Trias-Sandstein Zaccagna's besteht. Er äußerte die Vermutung, daß im Gebiet der Apuaner Alpen zwei äquivalente Serien tektonisch aufeinanderlägen. Das führte ihn und später TILMANN zur Annahme der toskanischen

Überschiebung. DE WIJKERSLOOTH konnte durch petrographische Untersuchungen nachweisen, daß Pseudomacigno und Macigno identische Gesteine sind, auch wenn ersterer einige, durch die Metamorphose bedingte, Besonderheiten aufweist.
Wenn auch der Beginn der Macigno-Sedimentation im Nordapennin recht genau datiert werden kann, so ist die Hangendbegrenzung unsicher. Schon LOTTI, ZACCAGNA, MASINI und BEHRMANN fanden an der Basis des Macigno Nummulitenbrekzien, die den Beginn seiner Sedimentation mit Eozän angeben. MIGLIORINI, AZZAROLI, ELTER und TREVISAN beschreiben von der Macigno-Basis Lepidocyclinen, die sicherlich nicht älter als Oligozän sind. Es ist zu untersuchen, ob diese Altersangaben auch für den Pseudomacigno zutreffen. Bei den Nummulitenbrekzien, die in den Apuaner Alpen an der Basis des Pseudomacigno auftreten, handelt es sich eindeutig um Schichtglieder der Scaglia rossa. Die Sandsteine selbst sind fossilleer. Nur an der Basis einer Kalksandsteinlage im Tal des Sercio di Minucciano konnten schlecht erhaltene Nummulitenreste beobachtet werden. Es ist daher wahrscheinlich, daß auch die Sedimentation des Pseudomacigno, wie die des Hauptkamm-Macigno, mit dem Oligozän begonnen hat. Wie weit die Sedimentation hinaufreicht und welchen Teilen des Macigno der Pseudomacigno entspricht ist nicht festzustellen. Es ist gut möglich, daß die Sedimentation im Autochthon aufgrund sich dort vollziehender tektonischer Ereignisse unterbrochen wurde, während in den weiter nördlich liegenden zentralen Teilen des Macigno-Troges die Sedimentation weiterging.

II. Bemerkungen zur Metamorphose der Toskaniden I

Zum Abschluß des stratigraphischen Teils der autochthonen Serien sollen noch einige Bemerkungen zur Metamorphose dieser Serien hinzugefügt werden.
Der Grad der Metamorphose und ihre Ursache ist von zahlreichen Autoren diskutiert worden. Der Bogen spannt sich dabei von mesozonal statischer (KOBER, STAUB) über thermische bis zur Dislokationsmetamorphose (DE WIJKERSLOOTH). Diese Aufzäh-

lung gibt schon einen Hinweis auf die Schwierigkeiten, die den Bearbeiter erwarten. Der größte Teil der autochthonen Serien wird von kalkigen und dolomitischen Serien gebildet, die im Hinblick auf die Untersuchung der Metamorphose ungeeignet sind, weil kaum typische Mineralparagenesen auftreten können. Es bleiben also nur die Phyllite und Serizit-Quarzite des Permokarbons mit ihren Einschaltungen, die Schiefer der Scaglia rossa und der Pseudomacigno, die über Grad und Art der Metamorphose eine Aussage machen können. Allen autochthonen Serien gemeinsam sind die starken Streßerscheinungen, die in ihrer Intensität jedoch stark variieren. Streß und die hohe Mobilisationsfähigkeit der kalkigen Serien bedingten die Entstehung komplizierter Strukturen besonders im zentralen Teil der Apuaner Alpen. Der Metamorphosegrad wurde in diesen Teilen erheblich überschätzt. In Wirklichkeit ist die Umwandlung im zentralen Kern nicht höher als in den Randgebieten. In den Randgebieten war nur der Streß geringer, so daß die Gesteine weniger deformiert wurden. Die Mineralparagenesen der Teilgebiete unterscheiden sich jedoch nicht voneinander.
Derartig starker Streß läßt eigentlich schon auf einen geringen Metamorphosegrad schließen. Die Mineralparagenesen weisen deutlich auf die Grünschieferfazies (nach ESKOLA) hin. Typisch für diese Fazies sind Chlorit, Epidot und bei sehr starkem Streß Chloritoid. In die gleiche Zone gehören (nach TURNER, 1960) die Oligoklas-Andesin-Neubildungen in Kalken und Dolomiten.

Im Pseudomacigno ist von den Feldspäten der Orthoklas meist vollständig serizitisiert. Plagioklas und die selten auftretenden Mikrokline weniger oder gar nicht. Bei den frischen Plagioklasen handelt es sich wahrscheinlich nicht um Neubildungen sondern um primäre Bestandteile, die aufgrund ihres Chemismus der Umwandlung widerstanden haben. Es sind zonar gebaute Plagioklase beobachtet worden, deren serizitisierter Kern von einem unveränderten Albit-reichen Rand umgeben war.
Muskowit tritt fast nie in größeren Individuen auf, sondern immer als Serizit, der vorwiegend auf den Schieferungsflächen

angereichert ist. Die Biotite sind immer chloritisiert. Quarz ist entweder zertrümmert oder zeigt wenigstens undulöse Auslöschung. Das trifft zu für den Pseudomacigno, die Serizitquarzite und die Anagenite. Der Quarz anderer Serien ist mit Sicherheit rekristallisiert. Besonders die Hornsteinlagen der Kalkarenite und des Calcare selcifero zeigen im Schliff Pflasterstruktur und keine Einwirkung von Streß.

Die Chloritoid-Schiefer, die im tieferen Niveau der Marmore des Typs Carrara auftreten, zeigen die typische Paragenese der Grünschieferfazies. Als Neubildung treten Chloritoid, Chlorit und wenig Epidot und Serizit auf. Die radialstrahlig angeordneten verzwilligten Chloritoid-Blasten bilden die Hauptmasse des Gesteins. Sie sind in eine feinkörnige Grundmasse, die aus Chlorit, Serizit und Karbonat besteht, eingebettet.

In den Grezzoni-Dolomiten, die keine Mobilisationserscheinungen zeigen, werden häufig idiomorphe Oligoklas-Andesin-Kristalle beobachtet, die bis zu 10 mm lang werden können. Es handelt sich um Neubildungen, die nach TURNER (1960) ebenfalls typisch für die Grünschieferfazies sind.

Eine Zu- oder Abnahme der Metamorphose zur Tiefe hin konnte nicht festgestellt werden. Der Theorie DE WIJKERSLOOTH's daß es sich um eine Dislokationsmetamorphose handele, die in der Nähe der Überschiebungsbahn der Toskaniden II am intensivsten sei, ist schon von DONATTI (1938) energisch widersprochen worden. Wenn auch der Pseudomacigno schlecht geeignet ist Typminerale der Epizone hervorzubringen, so sind es die Schiefer der Scaglia rossa um so mehr. Es sind jedoch in diesen nur Chlorit und nie Chloritoid und Epidot beobachtet worden, obwohl sie oft das höchste Niveau des Autochthons darstellen.

Nur eine Zunahme des Streß ist zu beobachten, und zwar vom Rand zum Zentrum der Apuaner Alpen hin. Diese Zunahme des Streß hängt mit den besonderen orogenetischen Bewegungen zusammen.

Speziell in den Schieferserien des Permokarbons im S der Apuaner Alpen (Zone von Stazzema, WACHSMUTH, 1966) machen sich Einflüsse eines Plutons bemerkbar, denn dort sind in den Serizit-Quarziten und Quarz-Phylliten häufig Turmalin-

Quarz-Felse anzutreffen. Außerdem ist es vereinzelt in diesen Gesteinen zu Erzanreicherungen gekommen. Es handelt sich vor allem um Pyrit, Hämatit, Bleiglanz, Zinkblende und Schwerspat. Auf Schwerspat wurde bis vor wenigen Jahren noch ein Abbau betrieben. Auch im Arbeitsgebiet selbst ist am Passo Tambura auf Hämatit geschürft worden. Das Erz besteht aus einem Gemenge von Quarz, Chlorit und Hämatit. Bei dem Erzvorkommen handelt es sich um ein 80x40 m großes Gleitbrett der normalerweise erzfreien Serizit-Quarzite. Es ist sicher berechtigt, im Hinblick auf die Vererzung und den Pluton, einen Zusammenhang zwischen den Apuaner Alpen und der Insel Elba zu sehen.
Es ist wahrscheinlich, daß die Metamorphose auf einem Temperaturanstieg beruht, der einmal durch die Versenkung in größere Tiefe und in ungeklärtem Ausmaße von einem Pluton bewirkt wurde. Der starke Streß, besonders im Kern der Apuaner Alpen, kann seine Ursache im synorogenen Aufdringen des Plutons oder in dem besonderen Absenkungsmechanismus haben.
Eine gewisse postorogene statische Metamorphose, wie sie WUNDERLICH annimmt, kann nur sehr schwach gewesen sein, denn sie konnte weder die undulös Kalzitkristalle mit verbogener Zwillingslamellierung regenerieren.

D. Stratigraphie der Toskaniden II

1. Tektonische Brekzien, Zellendolomite und gebankte Dolomite (Calcare cavernoso)

Die Toskaniden I tauchen nach N und NE unter die nichtmetamorphen Serien der Toskaniden II. Die Kontakte sind immer tektonisch. Die Basis der Toskaniden II wird von einer recht heterogenen Serie gebildet, die sich aus Brekzien, Zellendolomiten und geschichteten Dolomiten zusammensetzt. Diese als "Zona dei Calcari cavernosi" bezeichnete Serie liegt auf den verschiedensten Schichten des Autochthons.

Am M. San Giorgio und im T. Lucido bei Equi Terme liegt der Calcare cavernoso auf den liassischen Kalken mit Hornsteinlagen. Im Canale Cerreto und bei Forticella überlagert er die Marmore. Im Rio Cavo, an der Foce Rifogliola, bei Gorfigliano und Vagli di sotto bildet die Scaglia rossa sein Liegendes. In der weiteren Fortsetzung gegen den Turrite Secca zu findet sich Calcare cavernoso nur noch in kleinen Vorkommen, die an Abschiebungen hangengebliebene Reste darstellen.

a. Calcare cavernoso-Basisbrekzie

An der Basis des Calcare cavernoso tritt verbreitet eine Brekzie auf, die besonders an der Foce Rifogliola, bei Gorfigliano und im Turrite Secca zwischen la Scala und C. Riccio ausgebildet ist. In dieser Brekzie finden sich eingebettet in einer karbonatischen Paste neben schwarzen, grauen und gelblichen Dolomiten, die dem Calcare cavernoso entstammen, auch Anteile der metamorphen Serien des Autochthons. Die Zusammensetzung der Brekzie wechselt in den einzelnen Vorkommen. Je nach den in ihrem Liegenden anstehenden Gesteinen ist sie vorwiegend aus Scaglia-Komponenten (M. Tontorone) oder Marmorgeröllen aufgebaut (Turrite Secca). In anderen Vorkommen ist sie durchaus polygen und enthält alle Gesteine der metamorphen Abfolge, wobei die Scaglia rossa den größten Anteil stellt. Die Mächtigkeiten dieser Brekzie schwanken zwischen 5 und 50 m.
Die Brekzie ist eindeutig tektonischer Entstehung, nur in der Deutung des tektonischen Vorgangs, dem sie ihre Bildung verdankt, bestehen noch schwerwiegende Differenzen. Von den Anhängern der Deckentheorie wird sie als eine bei der Überschiebung entstandene Reibungsbrekzie angesehen. Die oft zu beobachtende Materialgebundenheit der Brekzie an ihre Unterlage läßt kaum einen weiten Transport der überschobenen Einheit zu.

b. Zellendolomite und geschichtete Dolomite

Der Calcare cavernoso setzt sich aus einer Folge von Zellendolomiten und gebankten, bunten Dolomiten zusammen, die in

enger genetischer Beziehung miteinander stehen. Die Basis dieser Folge, der eigentliche Calcare cavernoso oder Calcare a cellette, besteht aus einer Brekzie, die sich aus dunkelgrauen Dolomitbruchstücken von 5-15 mm Größe zusammensetzt, die mit einem kalzitischen Zement verbacken sind. Alle Aufschlüsse dieser brekziösen Rauhwacken zeigen eine tiefgründige Verwitterung, wobei die Bruchstücke schneller aufgelöst werden als der Zement. Die Kittsubstanz bleibt als Skelett erhalten in dem die Hohlformen der verwitterten Bruchstücke zu sehen sind. Mechanisch ist das Gestein homogen, denn im Anschlag setzen die Bruchlinien, ungeachtet der Unregelmäßigkeiten zwischen Zement und Bruchstücken, geradlinig hindurch.
Die dauernde Auslaugung führt zur Trevertin- und Höhlenbildung. Häufig sind ferner Mineralquellen. Es sind vor allem H_2S- und NaCl-haltige Wasser, die in der Umgebung von Equi Terme und Monzone aus diesem Horizont austreten und wirtschaftlich genutzt werden.

Die Mächtigkeit dieser Rauhwacken beträgt maximal 80 m. An vielen Stellen sind sie der postorogenen Tektonik ganz zum Opfer gefallen, oder sie finden sich als an Störungen hängengebliebene Reste.

Eng mit den Rauhwacken verknüpft sind Dolomite, die eine Mächtigkeit von 150 m erreichen können. Diese Dolomite zeigen eine ausgeprägte Schichtung mit Bankmächtigkeiten bis zu 4 m. Jede Bank hat ihre eigene typische Färbung. Die häufigsten Farbtöne sind Grau-weiß, gelb, rötlich und schwarz. Die schwarzen Dolomitbänke haben einen hohen Bitumengehalt, der schon beim Anschlag bemerkbar ist.
Die Dolomite enthalten vereinzelt noch Nester von Rauhwacken, zeigen aber sonst keine brekziöse oder kavernöse Struktur mehr. Sie leiten über in dunkle Kalke, die teilweise mit grauen und gelblichen Mergeln wechsellagern. Diese Kalk-Mergelfolge führt eine Rät-Fauna. In den Dolomiten selbst konnte NARDI (1963) am M. Tontorone ebenfalls eine Fauna der Obertrias aufsammeln. Sie besteht ausschließlich aus recht gut erhaltenen Exemplaren von Megalodus apuanus NARDI.

Der Calcare cavernoso, d.h. Rauhwacken und Dolomite, wird als ein den Grezzoni-Dolomiten der Toskaniden I äquivalentes Sediment angesehen.
Die unterschiedliche Ausbildung der beiden Serien erklären MERLA (1952) und TREVISAN (1955) mit einer Differenzierung des Sedimentationsraumes in der oberen Trias. Dabei sollen nebeneinander reine Dolomite (Grezzoni) und bei stärkerer Eindunstung Rauhwacken entstanden sein. In besonders schlecht durchlüfteten Zonen bildeten sich bituminöse Kalke und Dolomite, die vereinzelt Pteria contorta führen.
Der Calcare cavernoso, besonders aber die Rauhwacken spielen in der Geologie der Toskana eine bedeutende Rolle. Da sie die Basis der Toskaniden II bilden, werden sie von den Vertretern der Deckentheorie als Abscherungs- und Bewegungshorizont angesehen, der seine chaotische Struktur dem Bewegungsvorgang verdankt.
MERLA und AZZAROLI dagegen halten die chaotische Struktur in erster Linie für eine Folge der Auslaugung zirkulierender Wässer. Es lag wahrscheinlich primär eine Wechsellagerung von Dolomit und Anhydrit vor (BRUECKNER, 1941). Durch Wegführung des Anhydrits mußte der gesamte Schichtverband zusammenbrechen und so die brekziösen Strukturen entstehen. KRAMPE (1964) beschreibt aus dem Gebiet N des Passo del Cerreto Aufschlüsse, in denen die Zerstörung des Schichtverbandes über alle Zwischenstufen von dünngeschichteten Dolomiten bis zu brekziösen Rauhwacken zu beobachten ist. Zwischen Brekzienbildung und der Bewegung der Toskaniden II braucht keine ursächliche Verbindung zu bestehen. Den Rauhwacken des Calcare cavernoso kommt sicher nicht die größte Bedeutung als Bewegungshorizont an der Basis einer Decke zu. Unterstützt wird diese Auffassung auch durch das Auftreten von Quarziten bei La Spezia und N des Passo del Cerreto, die das normale Liegende des Calcare cavernoso darstellen. In diesen Gebieten kann der Calcare cavernoso, trotz seiner chaotischen Struktur, nicht als Bewegungshorizont gedeutet werden, sondern muß als Autoklastit bezeichnet werden.
Die Basisbrekzie, die im Arbeitsgebiet auftritt, ist genetisch etwas ganz anderes. Sie stellt eine echte tektonische Brekzie dar, die aber in ihrer Zusammensetzung an ihr Lie-

gendes gebunden ist. Sie sollte also nicht einer weiten Dekkenüberschiebung ihres Entstehung verdanken, sondern muß bei einer späteren, lokal begrenzten Bewegung entstanden sein. Diese Bewegung kann ihre Ursache in der jungen Hebung der Apuaner Alpen haben.

2. Kalke mit Pteria contorta

Der Calcare cavernoso wird im Rio Cavo, am M. Castri und am M. Tontorone von dunkelgrauen bis schwarzen, geschichteten Kalken überlagert. Es ist im Rio Cavo eine Folge von 10-30 cm mächtigen Kalkbänken, die mit dunkelgrauen oder bräunlichen Mergeln wechsellagern. Am M. Castri und am M. Tontorone ist die Kalk-Mergel-Wechsellagerung weniger gut ausgebildet. Dort setzt sich diese Abteilung aus gut geschichteten Kalken zusammen, in denen sporadisch Mergel- und rötliche Dolomitbänke auftreten. Die Abgrenzung von den Dolomiten des Calcare cavernoso kann deshalb kaum exakt erfolgen. Die Kalke sind stark bituminös und führen eine Rät-Fauna. Diese Fauna besteht in erster Linie aus Pteria contorta, die sowohl im Rio Cavo (P 735) als auch am M. Tontorone gefunden werden könnte. An anderen Stellen der Apuaner Alpen fanden DE STEFANI, ZACCAGNA, VALDUGA außerdem

Cardita austriaca	Pecten sismondae
Cardita minuita	Pecten falgari
Ostrea nodosa	Pinna sp.

Diese Kalk-Mergel-Folge wurde deshalb schon von Zaccagna als "Zona ad Avicula Contorta" ausgeschieden und diente als Beweis für das obertriassische Alter der metamorphen Serien in ihrem Liegenden. Die Mächtigkeit beträgt maximal 100 m. Die Mächtigkeitsangabe ist aber abhängig von den Kriterien, die der Bearbeiter für ihre Abgrenzung zugrunde legt, denn die Schichtfolge ist relativ untypisch durch die zahlreichen vertikalen und lateralen Faziesänderungen.

Nach TREVISAN stellt diese bituminöse Kalk-Mergel-Serie eine fazielle Sonderentwicklung des Calcare cavernoso i.S.L. dar. Zur Zeit der Obertrias haben danach vier Fazies nebeneinander bestanden.

1. Die reine Dolomitfazies (heute Grezzoni des Autochthons). Dabei ist noch unklar, ob es sich um eine evaporitische oder um Riffazies handelte.
2. Die evaporitische Fazies mit Dolomit und Anhydrit. Die Umwandlung und Wegfuhr des Anhydrits durch deszendente Wasser führte zur Bildung der Autoklastite und Zellendolomite des Calcare cavernoso.
3. Die Fortsetzung der evaporitischen Fazies im Hangenden der Zellendolomite. Durch geringere Eindunstung entstehen geschichtete, bunte Dolomite.
4. Eine Fazies mit euxinischem Einschlag, die zur Bildung der bituminösen Kalke mit Pteria contorta führte.

Die Fazies 4 wird dann wieder von einer dolomitischen Fazies abgelöst, die die Basis des Calcare massiccio darstellt und schon in den untersten Lias hineinreicht.
Die Fazies 3 und 4 durchdringen sich lateral auf kleinstem Raum und oft ist die Dolomitfolge lückenlos zwischen dem Calcare cavernoso und dem Calcare massiccio. Nur einige dünne Mergellagen und Lamellibranchiatenreste deuten auf die Fazies 4 hin.

3. Calcare massiccio

Im allgemeinen wird der Calcare massiccio der Toskaniden II als eine Folge massiger Riffkalke in grauen Farbtönen beschrieben, die das Hettangium repräsentieren.
Diese einheitliche Bezeichnung trifft für das Kartierungsgebiet und die nähere Umgebung der Apuaner Alpen nicht zu. Der Calcare massiccio läßt sich in drei Abteilungen unterschiedlicher Fazies gliedern:

1. Dolomite und dolomitische Kalke, schlecht geschichtet, hellgrau, rötlich und schwarz.
2. Schwarze, gutgeschichtete Kalke mit gelblichen Streifen.
3. Hellgraue oder schwarze Kalke in regelmäßiger Wechsellagerung mit bräunlichen Mergeln.

Diese Gliederung ist eine stratigraphische Sequenz. Die Ge-

samtfolge ist jedoch nur selten vorhanden. Die kräftigen abschiebenden Bewegungen in der Umgebung der Apuaner Alpen und teilweise schon primär vorhandene Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Abteilungen sind für die Unvollständigkeit verantwortlich.

Die Dolomite und dolomitischen Kalke sind von dem Calcare cavernoso nur schwer zu unterscheiden. Sie sind schlecht gebankt und von grauer, rötlicher oder schwarzer Farbe und wenig charakteristisch. Die verwitterte Oberfläche ist runzlig, Schratten und Karren herrschen vor, so daß die Ähnlichkeit mit den Dolomiten des Calcare cavernoso äußerlich vollkommen ist. Im Anschlag zeigt sich eine ähnliche Struktur. Das Gestein ist in 0,5-2 cm große Bruchstücke zerbrochen, die durch Kalzit oder gelben Dolomit verbacken sind. Die Zerbrechung des Gesteins ist vor allem in der Nähe von Störungszonen zu beobachten. Sie ist jedoch nicht auf einen Zusammenbruch des Schichtverbandes zurückzuführen. Die brekziöse Struktur wird vorgetäuscht durch unzählige verheilte Klüfte. Echte Zellendolomite sind in der Basis des Calcare massiccio nie beobachtet worden.
Aufgrund dieser Kriterien wurden die Dolomit- und Kalkmassen des M. Tontorone, des M. Torre und des M. Castellaccio dem Calcare massiccio zugeordnet. Am M. Tontorone ist die Einstufung gesichert durch das Auftreten der Kalke mit Pteria contorta im Liegenden. Die anderen Vorkommen sind problematisch. Auf der Südseite des M. Torre grenzt Pseudomacigno an die Kalke und Dolomite. Am M. Castellaccio treten an seiner Westseite bei Colli Rauchwacken und Fetzen der metamorphen Scaglia rossa auf, während an seiner Nordseite bei Coste die Mergel und Mergelkalke mit tektonischem Kontakt die Dolomite und Kalke überlagern.

Der Übergang der Dolomite und Kalke in die gutgeschichteten, schwarzen Kalke der Abteilung 2 ist im Turrite Secca bei la Vignola aufgeschlossen. In Höhe der Straße befindet sich ein Steinbruch, der die Basis des Calcare massiccio angeschnitten hat. Es sind hier vorwiegend Dolomite von schwarzer, grauer, weißer und rötlicher Farbe. Die Schichtfolge ist stark tekto-

nisiert, was der Erleichterung des Abbaues dient. Folgt man dem alten, nach Rontano führenden Weg durch den Fosso Trava, hat man ein Profil des gesamten Calcare massiccio bis zum Unteren Calcare selcifero bzw. Ammonitico rosso. Die bunten Dolomite und Kalke, deren aufgeschlossene Mächtigkeit etwa 60-70 m beträgt, gehen mit immer deutlich werdender Schichtung in regelmäßig geschichtete schwarze und dunkelgraue Kalke über. Die Bankmächtigkeit variiert zwischen 3 und 30 cm. Die Bankoberseiten zeigen eine charakteristische gelbbraune Färbung, die eine Folge des höheren Mergelgehaltes ist. Mergellagen selbst fehlen. Diese Streifung ist das Charakteristikum der Abteilung 2, die deshalb ohne Schwierigkeiten erkannt werden kann. Die Mächtigkeit beträgt im Fosso Trava 80 m und am M. Calamaio 120 m.

Durch Zunahme des Mergelgehaltes entwickelt sich aus den gebänderten Kalken eine Kalk-Mergel-Folge, die schon von ZACCAGNA unter dem Namen "Calcari ad Angulati" in die Literatur eingeführt wurde. Die Mergellagen sind zunächst nur 1-2 cm dick, nehmen aber schnell an Mächtigkeit zu und erreichen vereinzelt bis zu 30 cm. Ihre Farbe schwankt je nach Verwitterungsgrad zwischen braungelb, dunkelbraun und schwarz. Die grauen und schwarzen Kalkbänke sind häufig etwas sandig und boudiniert.

Die Kalk-Mergel-Folge kann ein bestimmendes Element des Calcare massiccio werden. Im Torrente Edron erreicht sie 200 m Mächtigkeit. Ob eine strenge stratigraphische Gliederung des höheren Calcare massiccio in gebänderte Kalke und eine Kalk-Mergel-Folge möglich ist, bleibt zweifelhaft. Die Abteilung 3 hebt sich nur durch ihre regelmäßig wiederkehrenden Mergellagen von der Abteilung 2 ab. Entsprechend den herrschenden Sedimentationsverhältnissen setzte die Mergelsedimentation an einigen Stellen früher ein, so daß ein großer Teil des höheren Calcare massiccio von der Abteilung 3 gebildet wird. Oder die Mergel wurden später oder überhaupt nicht abgelagert, so daß die Abteilung 3 geringmächtig ist oder fehlt. Die Trennung der beiden Abteilungen hat nur fazielle Bedeutung.

Das Alter des Calcare massiccio ist schon von ZACCAGNA durch

Ammoniten, Gastropoden und Brachiopoden mit Hettangium belegt worden. Weitere Bearbeiter wie FUCINI (1906), LOTTI (1910), MASINI (1932), MERLA (1938, 1952) sowie AZZAROLI (1951) haben die Vorkommen von Calcare massiccio in den Apuaner Alpen und in ihrer näheren und weiteren Umgebung untersucht und seine Einordnung in das Hettangium damit gesichert. Dabei hat sich gezeigt, daß der Calcare massiccio ein heterogenes Gestein ist, das in den meisten Fällen in drei Abteilungen gliederbar ist. Die einzelnen Abteilungen lassen sich aber wegen der wechselnden Fazies von Vorkommen zu Vorkommen nur schlecht parallelisieren.
MERLA und AZZAROLI stellten z.B. eine Dreiteilung auf, mit einem Dolomit an der Basis, der den Grezzoni-Dolomiten des Autochthons entsprechen soll. Dann dem typischen Calcare massiccio und schließlich im Hangenden den Calcare ceroide, mit dem die Marmore der Apuaner Alpen parallelisiert wurden. Diese Einteilung trifft schon innerhalb der Toskaniden II nicht zu und ihre Übertragung auf das Autochthon widerspräche den stratigraphischen und paläontologischen Gegebenheiten.

Die mächtige darüberliegende Marmorfolge muß nicht unbedingt einer bestimmten Abteilung des Calcare massiccio der Toskaniden II entsprechen. Die Faziesänderungen vollziehen sich dort so schnell, und auf so kurze Distanz, daß die Annahme einer reinen Kalksedimentation, die das gesamte Hettangium vertritt, für das Autochthon durchaus gegeben ist.

4. Ammonitico rosso

Unmittelbar über den gebänderten Kalken oder seltener über den Kalken und Mergeln des höheren Calcare massiccio folgen die Knollenkalke des Ammonitico rosso. Die Farben sind sehr lebhaft und variieren zwischen hellgelb, rosa und ziegelrot. Die knollige Ausbildung ist in allen Vorkommen zu beobachten. Die lithologische Ausbildung ist jedoch unterschiedlich. Man kann Vorkommen unterscheiden, in denen dunkelrote Mergel den Hauptbestandteil des Gesteins bilden, dunkelrote Mergelkalkknollen liegen dann in einer mergeligen Matrix mit etwas dunklerer Färbung. Das Gestein ist verquetscht und durchgearbeitet. Die Mergelkalkknollen enthalten außer Muschel-

und Brachiopodenschutt keine weiteren Fossilreste. Auffallend sind die statistisch im Gestein verteilten Quarzkristalle. Diese mergelige Ausbildung des Ammonitico rosso ist im Arbeitsgebiet häufiger als die rein kalkige. Ein Vorkommen in der typischen kalkig-knolligen Fazies befindet sich im Canale dell'Inferno. Der Bach selbst hat das Ammonitico rosso angeschnitten und fließt eine Strecke auf dem Anstehenden. Es sind rote, gelbe und organge-farbige Knollenkalke, die eine deutliche Schichtung zeigen. Die Bänke sind durchschnittlich 5-10 cm dick und unregelmäßig begrenzt.
Im Schliff zeigen sich dichte Kalkknollen, die in einer dunkleren kalkigen Matrix eingebettet sind. In den Knollen sind gut erhaltene, 3-5 cm große Ammoniten, wahrscheinlich Jugendstadien, zu beobachten, die, ebenso wie vorhandene Muschel- und Brachiopodenreste, unbestimmbar sind.
Die Mächtigkeiten des Ammonitico rosso sind gering. Sie sind meistens nicht größer als 5-10 m. Die Vorkommen sind nicht zusammenhängend Immer wieder keilen die Knollenkalke aus und der Untere Calcare selcifero überlagert direkt den Calcare massiccio.
Dieses Phänomen ist charakteristisch für das Ammonitico rosso der gesamten Toskana. ZACCAGNA und LOTTI hielten eine Schichtlücke für möglich. MERLA nimmt an, daß das sporadische Auftreten der Ammoniten-Knollen-Kalke eine Ursache submariner Erosion sei. In erster Linie macht er aber langsame Sedimentation und Kondensation dafur verantwortlich. Das Ammonitico rosso stellt MERLA in enge genetische Beziehung mit den Calcari selciferi. Er unterteilt diese Serie paläontologisch in 5 Gruppen. Die erste Gruppe entspricht der "Zona ad Angulati" Zaccagna's, die heute im allgemeinen dem Calcare massiccio zugeordnet wird. Die Gruppe 2 umfaßt den unteren Calcare selcifero, der gemeinsam mit dem Ammonitico rosso die Basis einer mächtigen jurassischen Kieselkalkfolge bildet. Beide Gesteinstypen gehen laterial ineinander über und werden aufgrund zahlreicher Fossilfunde in das Sinemurium gestellt.
Die Gruppen 2-5 von Merla's "Calcari stratificati selciferi" werden anschließend noch eingehender behandelt.

5. Unterer Calcare selcifero

Auf den Calcare massiccio folgt, örtlich unter Zwischenschaltung des Ammonitico rosso, der Untere Calcare selcifero. Die Abgrenzung ist bei dem Vorhandensein der roten Knollenkalke kein Problem. Sind sie nicht vorhanden, zeigt das Auftreten von Hornsteinlagen und -Linsen den Beginn des Unteren Calcare selcifero an.

Die Kalke sind dunkelgrau mit einem bläulichen Stich, gut geschichtet mit Bankmächtigkeiten zwischen 5 und 30 cm. Sie zeigen im Schliff ein sehr feines Korn. Häufig sind durch Brauneisen gefärbte Dolomitkristalle. Die Hornsteine sind sehr ungleichmäßig verteilt. Sie treten selten in länger durchhaltenden Lagen auf, wie das für das entsprechende Gestein im metamorphen Bereich typisch ist. Meist bilden die Hornsteine Linsen und Knoten. Oft fehlen sie ganz und der Untere Calcare selcifero gleicht völlig dem Calcare massiccio. Die Farbe der Hornsteine ist schwarz, dunkelgrau oder weiß. Eine Unterscheidung der verschiedenen Selcifero-Typen nach der Farbe der Hornsteine, wie sie NARDI (1961) versucht hat, ist nicht möglich. Die Mächtigkeit dieser Serie variiert außerordentlich, ohne das tektonische Beanspruchungen nachweisbar wären. NARDI gibt für das Gebiet südlich des Turrite Secca 100-150 m an, Beträge, die im Arbeitsgebiet nicht mehr erreicht werden. Hier sind es maximal 60-80 m.

Über das Alter dieser Folge kann nur sehr wenig gesagt werden. Sie hat sich bis heute als sehr fossilarm erwiesen. Außer Ammoniten unsicherer Bestimmung ist bis heute nichts bekannt geworden. Der Untere Calcare selcifero kann aber auf indirektem Wege sehr gut eingeordnet werden.

Da dieser Horizont auch im Kartierungsgebiet zwischen Sinemurium (Ammonitico rosso) und dem Dogger (Mergel und Mergelkalke mit Posidonomya alpina) eingeschaltet ist, sollte er den ganzen verbleibenden Lias repräsentieren. Da der genaue Beginn der Mergelsedimentation des Doggers unbekannt ist, könnte auch der tiefere Dogger noch mit enthalten sein. Es muß sich also bei dem Unteren Calcare selcifero um das Ergebnis einer langsamsten Sedimentation bei gleichbleibender Fazies handeln.

6. Mergel und Mergelkalke

Ohne Ubergang folgt über dem Unteren Calcare selcifero eine Mergel- und Mergelkalkfolge, die schon morphologisch im Gelände heraustritt. Ihre Lage zwischen dem Unteren und Oberen Calcare selcifero führt zu charakteristischen Hangformen. So zeigt die N-Seite des Turrite Secca-Tales eine deutliche Verflachung zwischen 600 und 700 m Höhe. Die Serie setzt sich zusammen aus gelblichen und olivfarbenen Mergeln ohne erkennbare Schichtung. In diesen Mergeln treten Mergelkalke und kieselige Kalke auf, deren Schichtverband zerstört ist. Häufig sind nur noch subparallele Lagen gelängter Bruchstücke von den härteren Einschaltungen erhalten. Die Mergel bilden jedoch die Hauptmasse des Gesteins und deshalb einen idealen Bewegungshorizont. Ihre Mächtigkeit, die zwischen 80 und 200m schwankt ist deshalb sicher nicht die ursprüngliche. Diese Mergelfolge ist zwischen zwei kompetenten Kalkserien eingeklemmt und nur der relativ geringen Beanspruchung der Toskaniden II ist es zu verdanken, daß es nicht zur Ausbildung einer Stockwerkstektonik kam.
Von besonderer stratigraphischer Bedeutung ist das Auftreten von roten Mergeln, die denen der Scaglia rossa ähneln. Dieser dunkelrote Mergelhorizont von etwa 5 - 10 m Mächtigkeit findet sich immer im Hangenden der Mergelserie und stellt den einzigen wichtigen Leithorizont dar.

Bei der Einordnung der Mergel und Mergelkalke hat es seit LOTTI und ZACCAGNA keine Schwierigkeiten gegeben. Gegenüber den bisher beschriebenen Serien ist diese Folge reich an Fossilien. Allerdings handelt es sich nur um pelagische Lamellibranchiaten, vorwiegend Posidonomyen. Sie finden sich in den Mergeln als Abdrücke und in den härteren Einschaltungen fast gesteinsbildend.
Die Schliffe zeigen eingeregelten Schalendetritus in einer dichten kalkig-mergeligen Matrix. Die Schalenquerschnitte lassen teilweise noch Schloß und die typische Wellung, die der Ornamentierung der Schale entspricht, erkennen. Die Exemplare sind in der Regel nur 3-5 mm groß. LOTTI und ZACCAGNA ordneten diese Posidonomyen zunächst der Spezies Posidonomya

Bronni (Voltz) zu und stellten die gesamte Serie in den oberen Lias. Heute erfolgt ihre Zuordnung zu der Spezies P. alpina (Gras.). Die Mergel und Mergelkalke gehören damit dem Dogger an. MERLA (1952) hält es für wahrscheinlich, daß auch noch Teile des unteren Malms darin enthalten sind. Genauere Einstufungen sind bis jetzt noch nicht möglich, weil Zonenleitfossilien fehlen.

An vielen Stellen der Toskana ist mit dem Beginn des Doggers kein Faziesumschlag erfolgt, so daß auch der Dogger in der Calcare selcifero-Fazies auftritt. Mergeleinschaltungen deuten dann auf diese Abteilung hin (Pisaner Berge, BURCKHARD, (1943). Manchmal, wie im mittleren Soraggio-Tal bei la Villa (GÜNTHER, 1966) ist der gesamte Jura auf eine 50-80 m mächtige, nur aus Calcare selcifero bestehende, Schichtfolge zusammengeschrumpft. Ähnliche Verhältnisse müssen auch im Autochthon vorliegen, wo der Calcare selcifero als einheitliche Folge zwischen Marmor (Hettangium) und den Radiolariten (Kimmeridge, Portland) auftritt.

7. Oberer Calcare selcifero

Der obere Calcare selcifero ist in petrographischer Hinsicht mit dem unteren identisch. Am Aufschluß lassen sich jedoch einige unterschiedliche Merkmale feststellen. Die Schichtung des oberen Calcare selcifero ist im allgemeinen deutlicher ausgeprägt. Die einzelnen Bänke sind geringmächtiger, denn sie überschreiten kaum 10 cm. Die Hornsteine treten im Gegensatz zum unteren Calcare selcifero häufiger in regelmäßigen und rhythmisch wiederkehrenden Lagen auf, die auch längere Strecken aushalten. Linsen und Knoten sind vorhanden, bilden aber nur den geringeren Teil des Hornsteingehaltes. Die Farbe der Hornsteine kann schwarz, grau oder weiß sein. Auch die Kalkbänke zeigen keine einheitliche Ausbildung. Neben sehr dichten mittelgrauen Kalken sind auch solche mit gröberem Korn beobachtet worden. Diese grobkörnigen Partien entsprechen vielleicht dem "calcare picchiettato" der Pisaner Berge (BURCKHARD, 1943), der von verschiedenen Autoren (bes. DE WIJKERSLOOTH) als Basalkonglomerat einer jurassischen Trans-

gression gedeutet wurde. MERLA (1952) glaubt jedoch an eine Kontinuität der Sedimentation und erklärt diese teilweise brekziöse Einschaltung durch submarinen Schuttransport (s. Kap. C 7).
Die Mächtigkeit des oberen Calcare selcifero ist gering. Sie beträgt 30-50 m im Tal des Turrite Secca, etwa 100 m bei Careggine.

Außer selten vorkommenden Radiolariten ist der obere Calcare selcifero fossilleer. Seine stratigraphische Einstufung erfolgt auf indirektem Wege. Er tritt in weiten Teilen der Toskana, auch südlich des Arbeitsgebietes, zwischen den Mergeln und Mergelkalken und Radiolariten bzw. Maiolica auf. Die Mergel und Mergelkalke umfassen den Zeitraum Aalenium bis einschließlich Callovium, während die Radiolarite den höheren Malm repräsentieren. Der obere Calcare selcifero ist demnach in den Zeitraum Callovium-? Kimmeridge einzustufen. Diese Einstufung ist allerdings abhängig von dem Vorhandensein der Radiolarite. Im Arbeitsgebiet fehlen die Radiolarite und der obere Calcare selcifero geht direkt in die Maiolica über oder er wird, wenn auch die Maiolica fehlt, von der Oberen Scaglia rossa überlagert. Aufgrund regionaler Betrachtungen ist es jedoch wahrscheinlich, daß die Maiolica den Radiolarit vertritt, ohne daß eine Sedimentationslücke vorliegt.

8. Maiolica

Die Maiolica entwickelt sich allmählich aus dem oberen Calcare selcifero. Die dunkelgrauen Kalke treten mehr und mehr zurück und werden von gelblich-weißen, sehr dichten lithographischen Kalken ersetzt. Die Hornsteinführung bleibt unverändert. Im Übergangsbereich sind sowohl dunkle wie helle Kalke vorhanden. Die hellen Kalke weisen sich sofort durch ihre Fossilführung als Maiolica aus. Die Schliffe zeigen einen sehr dichten lithographischen Kalk, der von Kalzitadern durchzogen wird. Massenhaft treten neben verkieselten Radiolarien Calpionella alpina (Lorenz) und Calpionella elliptica (Cadish) auf.

Die Schichtung der Maiolica-Kalke ist sehr ausgeprägt. Die

Bänke sind durchschnittlich 20 - 30cm mächtig, erreichen aber auch 1 m und mehr. Innerhalb der Bänke treten dünne Lagen milchig-weißer Hornsteine auf, die selten mächtiger als 3 cm werden. Am Colle dei Pruniacci sind vereinzelt rötliche Lagen beobachtet worden, die im Schliff neben verkieselten Radiolarien Querschnitte von 1 - 1,5 mm großen Ammoniten zeigen. Ferner sind unbestimmbare Schalenreste und an Aptychen erinnernde Querschnitte zu erkennen. Petrographisch entsprechen diese rötlichen Einschaltungen den Maiolica-Kalken völlig. Vielleicht sind sie mit dem Ammonitico rosso superiore der Südalpen zu vergleichen.

Die Mächtigkeit der Maiolica nimmt im Kartierungsgebiet kontinuierlich von SE nach NE ab. An Colle dei Pruniacci erreicht sie mit 120 m ihre größte Mächtigkeit. Bei Careggine ist sie schon nicht mehr vorhanden. Die Vorkommen bei Puglianella, die aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit als Maiolica bezeichnet wurden, erwiesen sich zum größten Teil als untere Scaglia rossa, denn sie führen oberkretazische Globotruncanen. Bei Japori ist die Maiolica nur noch 10 m mächtig. Bei Vianova transgrediert die obere Scaglia rossa mit Nummulitenbrekzien schon auf den oberen Calcare selcifero.

Diese unterschiedliche Mächtigkeit und das häufige Fehlen ist ein Charakteristikum der Maiolica. In den seltensten Fällen, wie z.B. bei Mommio und in der Pania di Corfino kann man dieses Phänomen durch submarine Erosion im Anschluß an eine orogene Phase erklären. (s. Kap. C 8,a). In den häufigeren Fällen wird die Maiolica schon primär lückenhaft abgelagert worden sein, denn der Ablagerungsraum war im Tithon und in der Unterkreide stark differenziert. Die Radiolarite des höheren Malm zeigen die gleiche Lückenhaftigkeit. Bei beiden handelt es sich um weitgehend heteropische Gesteine, die zwar dem gleichen Ablagerungsraum entstammen, der aber wegen seiner Differenzierung verschiedene Fazies aufwies. Die Kontinuität der Sedimentation, wie sie MERLA fordert, ist zumindestens für Maiolica und Radiolarit nicht nachweisbar. Das gilt auch noch für die untere Scaglia rossa. Das Faziesmi-

lieu dagegen blieb unverändert, so daß relativ nicht beeinander die Sedimentation von Maiolica und Radiolarit erfolgen konnte, während an anderen Stellen keine Sedimentation oder sogar Erosion oder Kondensation stattfand.

ZACCAGNA stellte die Maiolica in das Neokom, aufgrund von Funden von Aptychus angulicostatus, Aptychus didayi und Belemniten. Auch MERLA ordnet sie mit ihrem Hauptteil dem Neokom zu, meint aber, die Jura-Kreide-Grenze läge innerhalb der Maiolica, wegen des Vorkommens von Calpionella alpina in den basalen Lagen. In der Maiolica des Arbeitsgebietes konnten keine Aptychen gefunden werden. In den Schliffen treten jedoch Calpionella alpina und C. elliptica immer gemeinsam auf und zwar innerhalb des gesamten Maiolica-Profils. Eine Zweiteilung in einen jurassischen und einen kretazischen Anteil ist deshalb nicht möglich. Die Maiolica muß insgesamt dem Zeitraum Tithon-Neokom zugeordnet werden. Wie weit sie hinaufreicht konnte nicht exakt festgestellt werden.

Die untere Scaglia rossa, die im allgemeinen im Alb beginnt, konnte im Arbeitsgebiet wegen der starken Umlagerungserscheinungen nur ganz allgemein mit Cenoman - Maastricht belegt werden. Die Maiolica umfaßt also die gesamte Unterkreide und vielleicht noch Teile der Mittelkreide.
Diese Einordnung gilt auch nur für die Vorkommen bei Puglianella, wo die untere Scaglia nachgewiesen wurde. Im übrigen Arbeitsgebiet wird die Maiolica von der oberen Scaglia überlagert, die mit Nummuliten-führenden Brekzien an der Basis transgrediert. Sicherlich ist es nicht richtig, die Maiolica wegen eines, an einigen Stellen scheinbaren, stratigraphischen Übergangs in die untere Scaglia rossa bis in das Eozän reichen zu lassen, wie es GIANNINI (1950) in den Monti d'oltre Serchio annahm.

9. Scaglia rossa

Die Scaglia rossa findet sich im Arbeitsgebiet in einer Fazies, die weitgehend von der anderer Vorkommen der Scaglia in der Toskana abweicht. Ihre Unterlage ist nicht einheitlich und die Sedimentation wahrscheinlich schon primär un-

vollständig. In Anlehnung an die von REUTTER und SERPAGLI (1961) und GÜNTHER (1966) durchgeführte Zweiteilung, wird auch hier eine untere und eine obere Scaglia rossa unterschieden, wobei die untere Abteilung dem kretazischen und die obere dem eozänen Anteil entspricht. Die von den o.g. Autoren durchgeführte Trennung erfolgte aufgrund einer paläontologisch nachweisbaren Schichtlücke, die den Zeitraum vom oberen Turon bis zum Paläozän umfaßt. Die Trennung erfolgte im Untersuchungsgebiet in erster Linie aufgrund fazieller Gesichtspunkte, wobei die paläontologischen Ergebnisse zur Bestätigung herangezogen wurden.

a. Untere Scaglia rossa

Die untere Scaglia rossa konnte nur bei Puglianella nachgewiesen werden. Sie entspricht in ihrer faziellen Ausbildung vollkommen der Maiolica. Es handelt sich um weiße oder gelbliche Kalke, die Hornsteine führen. Im Schliff zeigt sich jedoch, daß das Gestein aus einer dichten kalkigen Grundmasse mit darin eingelagerten grobspätigen, eckigen Kalkgeröllen besteht. Die Fauna ist sehr reichhaltig und besteht aus: Globotruncana lapparenti lapparenti (BOLLI), Globotruncana lapparenti tricarinata (Quer.), Globotruncana stuarti (LAPPARENT), Globotruncana contusa (CUSHMAN), Ticinella roberti GAND.), Heterohelix sp. und Globigerina sp. Einige Formen sind sicher umgelagert aber eine Einordnung dieser Kalke in die höhere Oberkreide erscheint dem Verf. wahrscheinlich. Diese, der Maiolica so ähnliche Schichtfolge, ist bei Puglianella etwa 30 m mächtig. Dann zeigen sich Einschaltungen grünlicher Kieselkalkbänke und roter Mergellagen. Die Mergellagen sind zunächst nur wenige cm dicke Einschaltungen zwischen 1-2 m dikken Kalkbänken. Sie nehmen aber schnell an Mächtigkeit zu, so daß sich eine rhythmische Wechsellagerung von dichten, Maiolica-ähnlichen Kalken und roten und teilweise grünlichen Mergeln ausbildet. Die Kalkbänke führen außer verkieselten Radiolarien eine umgelagerte Oberkreidefauna, die der obengenannten entspricht. Diese Kalk-Mergel-Wechsellagerung bildet in dem Profil von Puglianella den Hauptteil der Scaglia rossa. Nur die oberen 30 m der 100-120 m mächtigen Gesamtfolge werden

von dunkelroten, stark durchbewegten Tonschiefern gebildet. Untere und obere Scaglia rossa lassen sich in diesem Profil faunistisch nicht exakt voneinander trennen. Die Kalk-Mergel-Wechsellagerung wurde aufgrund der Fazies der oberen Scaglia zugeordnet. Die Umlagerung der oberkretazischen Fauna ist evident, es fehlen jedoch die typischen Nummulitenbrekzien, so daß die Abgrenzung etwas willkürlich ist.

b. Obere Scaglia rossa

Die obere Scaglia rossa beginnt, außer bei Puglianella, mit Brekzien und Kalkareniten. Die Ausbildung dieser Basis ist sehr unterschiedlich. Bei Vianova am M. Catellina und bei Roggio folgen über dem oberen Calcare selcifero bzw. der Maiolica kompakte, 1-2 m mächtige Brekzienbänke. Sie bestehen aus eckigen Kalkbrocken von bis zu 10 mm Größe und Hornsteingeröllen, die dem verwitterten Gestein ein charakteristisches Aussehen verleihen. Die Brekzienbänke sind gradiert. Die Fauna ist spärlich. Sie besteht aus Bruchstücken von Nummulites sp., Discocyclina sp. und Echinodermenresten.
Bei Metello, Colle und an der Foce di Careggine ist die Basis der oberen Scaglia ähnlich ausgebildet. Die Kalkarenite sind jedoch feinkörniger und ohne erkennbare Gradierung. Sie wechsellagern mit roten Tonschiefern, sind deshalb vielfach zerbrochen und in einzelne verstellte Blöcke aufgelöst. Die Mächtigkeit der Bänke liegt zwischen 0,5 und 1 m.
Über diesen Brekzien, die teilweise mit Schiefern wechsellagern, folgt überall die schon beschriebene Kalk-Mergel-Wechsellagerung. Diese Kalk-Mergel-Folge bildet den Hauptteil der Scaglia rossa. Sie zeigt eine starke disharmonische Faltung, die wohl eine Folge submariner Rutschungen ist.
Erst im höheren Teil der oberen Scaglia rossa nimmt die Schiefersedimentation zu, so daß unmittelbar vor Beginn der Macigno-Sedimentation eine einheitliche Scaglia rossa vorliegt.
Die Mächtigkeit der Scaglia rossa beträgt im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes etwa 80-100 m. Auf die Basisbrekzien entfallen dabei 10-15 m, auf die Kalk-Mergel-Wechsellagerung 50-60 m und auf die Tonschiefer im Hangenden 20-30 m.

Ein anderes, für die obere Scaglia typisches Vorkommen befindet sich nördlich von Gorfigliano bei La Chiesa. Bis zu 10 cm dicke Kieselkalk- und Kalkarenitbänke sind in roten und grünlichen Tonschiefern eingeschaltet. Die Kalkarenite sind reich an Foraminiferenschutt. Die Fauna zeigt Formen von Nummulites sp., Discocyclina sp., Alveolinae, Miliolidae, Globigerinae u.a.
Dieses Vorkommen bei la Chiesa ist klein aber für die obere Scaglia rossa nördlich der Apuaner Alpen charakteristisch.
Im Arbeitsgebiet, bei Vergemoli (nach NARDI, 1961), Massarosa (GIANNINI, 1950) und im Val di Lima (BELLINCIONI, 1962) zeigt die gesamte Scaglia rossa und besonders die obere eine andere Fazies. Nördlich der Apuaner Alpen besteht sie aus roten Mergelkalken und Tonschiefern, in die Kieselkalk- und Kalkarenitlagen eingelagert sind.
In den oben genannten Gebieten bildet die Scaglia zunächst während der Oberkreide die fazielle Fortsetzung der Maiolica oder sie überlagert mit einer deutlichen Winkeldiskordanz von maximal 5^{o} die tieferen Teile der Maiolica oder den oberen Calcare selcifero. Diese Schichtlücke ist nur von örtlicher Bedeutung. Sie kann vorerst nicht mit der oft innerhalb der Scaglia rossa nachweisbaren Lücke (REUTTER u. SERPAGLI, 1961, FÜNTHER, 1966) verglichen werden.

10. Macigno

Mit dem Macigno schließt die Sedimentation der Toskaniden II ab. Im NW, bei Aiola und la Chiesa tritt er nur in kleinen, stark tektonisierten Vorkommen auf. Im NE sind größere und zusammenhängende Macigno-Vorkommen vorhanden. Er bildet dort die höchsten Erhebungen, jedoch ist sein landschaftsbildender Charakter längst nicht so ausgeprägt wie im Bereich der Hauptkette. Die Höhenlage geht nicht über 1300 m hinaus, so daß im Gegensatz zu den nahen Gipfeln des Autochthons, sanftere Formen vorherrschen. Die dichte Vegetation bedingt relativ schlechte Aufschlußverhältnisse. Von den mehr als 2000 m Macigno, die in zahlreichen benachbarten Gebieten nachgewiesen werden konnten, sind noch etwa 250-300 m vorhanden.

Der Macigno besteht aus grobkörnigen, in frischem Zustand blau-grauen Grauwacken, die nur in größeren Aufschlüssen ihre ausgezeichnete Bankung erkennen lassen. Bankmächtigkeiten zwischen 2 und 5 m, sogar 10 m sind die Regel. Dunkelbraune oder schwarze Mergel mit deutlicher Streifung treten als Zwischenmittel auf. Oft sind diese Lagen auch nur als dünne Tonhäutchen entwickelt. Die Gradation ist wegen der Bankmächtigkeit und der geringen Korngrößenunterschiede nur selten zu beobachten. Ebenso sind die typischen Flyschstrukturen wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse nur selten erkennbar.
Die petrographische Zusammensetzung ist folgende:

Vorherrschend sind eckige oder nur schwach gerundete Quarze, die undulöse Auslöschung zeigen. Daneben finden sich viele sehr frische Feldspäte, unter denen die Orthoklase überwiegen. Vereinzelt tritt auch Mikroklin auf. An Glimmermineralen finden sich sowohl Biotit als auch Muskowit. Außerdem sind Kalkbröckchen, schwarze Tonschieferfetzen und Kristallingerölle enthalten. Bemerkenswert ist der Gehalt an kohliger Substanz. Alle diese Komponenten liegen in einer feinkörnigen Grundmasse aus Gesteinsdetritus.
Der Macigno ist also aufgrund seiner petrographischen Zusammensetzung als lithische Grauwacke zu bezeichnen.
Der Macigno hat nur an einer Stelle einen relativ normalen Kontakt zur Scaglia rossa geliefert. Bei der Lokalität in Chiesa nördlich Gorfigliano stößt die obere Scaglia rossa, bedingt durch eine Abschiebung, an den Calcare massiccio. Der Scaglia-Aufschluß ist klein aber charakteristisch; mit roten Tonschiefern und darin eingelagerten fossilführenden Kalkareniten und Kieselkalken. Mit der Annäherung an den Macigno verlieren die Tonschiefer mehr und mehr ihre Rotfärbung und gehen in hellgraue bis bräunliche Mergel über. Die härteren Einschaltungen werden seltener und treten schließlich ganz zurück. Auf diese, 10-15 m mächtige Mergelzone folgt dann unmittelbar der Macigno.
Dieser Übergang wird von KRAMPE (1964) und GÜNTHER (1966) in besserer Ausbildung beschrieben. Diese zwischen Scaglia

rossa und Macigno vermittelnde Serie wird als Revaggio-Mergel ausgeschieden. Alle anderen Kontakte zwischen Scaglia und Macigno erwiesen sich als tektonisch überprägt. Diese Kontakte sind bei Roggio, Careggine und Stazzana aufgeschlossen. Immer liegen an der Macigno-Basis stark verquetschte rote Tonschiefer, die die hangende Abteilung der Scaglia rossa bilden.
Es ist wahrscheinlich, daß die zusammenhängenden und kompetenten Macigno-Platten des M. Umbriana und des M. Volsci unabhängig von ihrer Unterlage eine geringe Bewegung ausgeführt haben, die möglicherweise mit dem jungen Aufstieg der Apuaner Alpen in Zusammenhang gebracht werden kann. Beide Vorkommen zeigen ein konstantes Einfallen von 20-30° nach NE.

Die genaue Datierung von Beginn und Ende der Macigno-Sedimentation ist in ihrer Problematik so alt wie die Nordapennin-Geologie, denn die Fossilarmut des Macigno ist eine lange bekannte Tatsache. SACCO (1893-1906), LOTTI (1895-1910), ZACCAGNA (1932), MASINI (1932) und BEHRMANN (1936) fanden an der Macigno-Basis Nummulitenbrekzien, die den Beginn der Macigno-Sedimentation mit Eozän anzeigten. Es handelte sich wahrscheinlich bei diesen Funden, wenigstens im toskanischen Bereich, um die Nummulitenbrekzien der Scaglia rossa, so daß man diese Angaben als veraltet ansehen muß.
Die Funde von Lepidocylinen, die sicher nicht älter als Oligozän sind, durch PIRINI (1930), MIGLIORINI (1944-49), SIGNORINI (1944), TREVISAN (1946), AZZAROLI (1950) sowie KRAMPE (1964) und GÜNTHER (1966) an der Basis des Macigno, geben einen besseren Hinweis auf den Beginn der Macigno-Sedimentation. REUTTER (1960) beschreibt eine Eozän-Fauna aus Mergeln des identischen M. Zuccone-Sandsteins. Dieses Ergebnis würde sich mit der Ansicht Bonis decken, der ein nach E fortschreitendes Jüngerwerden des Macigno annimmt.
PISTOLESI (1959), PIRINI und MOSNA (1960) beschreiben eine Oligozän-Fauna aus der Macigno-Basis Umbriens.

Aufgrund der in den letzten Jahren erfolgten Differenzierung der Macigno-Vorkommen und deren Zuordnung zu verschiedenen Ablagerungsbereichen, können die in Umbrien geltenden Ver-

hältnisse nicht auf den Macigno der Toskaniden II übertragen werden. Bei dem von den genannten Autoren bearbeiteten "Macigno"-Vorkommen handelt es sich vielmehr um die Basis des Cervarola-Sandsteins, eines Schichtgliedes des Emilianikums.
Im Hinblick auf das Oligozän-Alter der Rovaggio-Mergel (KRAMPE, 1964) kann der Beginn der Macigno-Sedimentation in der nördlichen Toskana mit Oligozän angenommen werden.

Problematisch ist auch die obere Abgrenzung des Macigno. Eine von Azzaroli beschriebene Fauna aus der Nähe von Florenz ist nach DI NAPOLI noch in das Oligozän einzuordnen. Bei diesem Vorkommen kann es sich aber keinesfalls um Toskaniden II - Macigno handeln. Die von zahlreichen Autoren geäußerte Vermutung, der Macigno reiche noch bis in das Miozän hinein, kann jetzt bestätigt werden. Eine von REUTTER (1966) untersuchte Probe aus den mergeligen Hangendserien des Macigno bei Castelnuovo/Garf. erbrachte eindeutig Unter-Miozän.

E. Die jüngeren Bildungen

I. Plio-Pleistozän-Konglomerate

Plio-Pleistozäne Konglomerate sind nur im äußersten NE des Untersuchungsgebietes erfaßt worden. Sie bilden zwischen Castelnuovo Garfagnana, Cerretoli und dem Turrite Secca die erste Hügelkette der Apuaner Alpen.
Sie bestehen zur Hauptsache aus gut gerundeten Macignogeröllen unterschiedlichster Größe. Daneben kann man alle Gesteine, die in den Apuaner Alpen und in den mesozoischen Kernen südlich der Hauptkette anstehen, nachweisen. Ein Vorherrschen bestimmter Geröllgrößen in Bänken und Lagen ist nicht feststellbar. Eine gewisse Einregelung der Komponenten parallel ihrer Längsachsen ist jedoch deutlich. Die Konglomerate sind nur schwach verfestigt.

Der Zement besteht aus sandig-kalkiger Matrix. Er umgibt die einzelnen Gerölle oft unvollständig, so daß lockere Partien entstehen. Trotzdem sind die Konglomerate relativ standfest und neigen zur Steilwandbildung. Sie sind verstellt und bis auf 200 m über die Talsole des Serchio gehoben, ohne daß eine Störung im Serchio-Tal nachzuweisen wäre. Sie liegen bei Cerretoli und Colle auf einer Verebnungsfläche, die offensichtlich einmal die Uferregion des Sees bildete, der während des Plio-Pleistozäns das intramontane Becken zwischen Castelnuovo/Garf. und Barga erfüllte. Die Konglomerate stellen Bachschuttkegel dar, die je nach Einzugsbereich des betreffenden Baches unterschiedliche Zusammensetzung zeigen.

Diese Seeablagerungen, zu denen auch noch lignitische, limnische Tone gehören (Villa Collemandina, GÜNTHER, 1966) finden sich heute weit oberhalb der Talsole des Serchio auf beiden Seiten des Tales. Wenigstens für den Bereich des Kartierungsgebietes kann gesagt werden, daß der südliche Rand des Serchio-Tales in die Hebung der Apuaner Alpen mit einbezogen wurde, so daß das damalige Steilufer des Sees heute 200 m über dem Fluß liegt und etwa parallel der Linie Cerretoli, Colle Sillicana verläuft.

II. Quartär

Quartäre Bildungen treten in den Apuaner Alpen verhältnismäßig selten auf. Die starke Reliefenergie verbunden mit relativ großen Niederschlagsmengen, läßt große Schuttansammlungen nicht zu. Tritt Hangschutt auf, so handelt es sich um Hangschuttbrekzien. Diese entstehen sehr schnell durch die zirkulierenden $Ca\,CO^3$-gesättigten Wasser. Sie sind aber nie so mächtig, daß sie bei der Kartierung eine Behinderung darstellen. Größere Schuttmengen dieser Art gibt es nur im Hochtal von Vinca, wo sanftere Hangformen auftreten. Jedoch werden auch diese Schuttkegel von dem sich kräftig rückwärts einschneidenden T. Lucido bald beseitigt werden.
Besondere Bedeutung kommt den glazialen Bildungen zu. Die Apuaner Alpen waren, wie der übrige Apennin, in der letzten Eiszeit vergletschert. Davon zeugen Kare und die teilweise

übertieften Täler bei Serenaia, Gorfigliano und im Becken von Vagli. Moränen sind nur noch bei Valtredi, la Mandria, Vagli di sopra und Campagrina vorhanden.
Die Moränen von Valtredi und Campagrina sind Grundmoränen, die nur eine Mächtigkeit von wenigen m haben. Als Komponenten treten bei Valtredi nur unklassierte Marmorgerölle auf, bei Campagrina alle im Oberlauf des Turrite Secca und des Can. delle Gobbie anstehenden Gesteine.
Die Moräne bei la Mandria zeigt dagegen eine ganz andere Zusammensetzung. Obwohl sie teilweise den Talausgang des Serchio di Minucciano verlegt, ist der Anteil von Toskaniden 1-Geröllen am Aufbau der Moräne sehr gering. Sie besteht fast nur aus Macigno-Material. Es muß also die Endmoräne eines Gletschers sein, der sein Einzugsgebiet in der Apennin-Hauptkette hatte und der sich mit einem kleinen, von Orto di Donna herabkommenden Gletscher vereinigte. Der Materialtransport von der Hauptkette her war natürlich viel größer, wodurch die eigentümliche Zusammensetzung dieser Moräne erklärt wird. Es muß allerdings eingeräumt werden, daß es sich bei diesen Schottern auch um eine fluvio-glaziale Bildung handeln kann. Die Moräne bei Vaglia di sotto ist dagegen in ihrer Zusammensetzung an das Einzugsgebiet gebunden, das sich praktisch auf das M. Roccandagia - M. Tombaccia - Massiv beschränkt. Die teilweise hausgroßen Marmorblöcke sind kein Moränen- sondern Bergsturz-Material.

Betrachtet man das Tal des Serchio di Minuccioano, so wird die starke postglaziale Hebung der Apuaner Alpen deutlich. Im Oberlauf ein U-Tal mit flachem Talboden, geht es über in ein tiefeingeschnittenes V-Tal, das der Serchio postglazial trotz des steigenden Meeresspiegels schaffen konnte. Die Apuaner Alpen müssen sich in dieser Zeit um 200-250 m gehoben haben. (Vergl. Kap. E 1) Der Torrente Lucido zeigt das gleiche Bild. Er beginnt sich teilweise klammartig in das Hochtal von Vinca einzuschneiden. Wo harte Gesteine an den Talausgängen anstehen, werden diese Barrieren in Klammern durchbrochen (Solco di Equi, Turrite Secca).

T E K T O N I S C H E R T E I L

F. Die Tektonik der Toskaniden

I. Allgemeine Vorbemerkungen

In den Apuaner Alpen und den ihnen vorgelagerten Zonen lassen sich vier großtektonische Einheiten mit unterschiedlichen Bauplänen unterscheiden.
Das tiefste Stockwerk wird von einer marinen Schichtfolge gebildet, die vom Nor bis in das Oligozän reicht und transgressiv auf terrestrischem Permokarbon liegt. Beide Serien liegen heute in epimetamorpher Ausbildung vor. Diese tiefste Einheit wird als Autochthon angesehen. Über dem Metamorphikum liegt eine unmetamorphe Folge von marinen Sedimenten, die in ihrer faziellen Ausbildung, von geringen Abweichungen abgesehen, der Schichtfolge des Autochthons entspricht.
Als in der Intensität zwischen beiden vermittelnde Einheit w rd der Pania-Komplex betrachtet. Er liegt tektonisch auf dem Autochthon, wird aber auch von den Toskaniden II überfahren.
So ergibt sich für die Apuaner Alpen das typische Bild eines Deckenfensters, wenn man mit der Pisaner Schule annehmen will, daß die Toskaniden II in Form einer gravitativen Gleitdecke das Autochthon von SW her überfahren haben. Durch die Abspaltung eines Teils der Deckenstirn vor dem Stillstand der Deckenbewegung entstand die Pania-Einheit, die dann ebenfalls von der Toskaniden II-Decke überschoben wurde.
Diese Auffassung, die eine Erweiterung der Gedankengänge TILMANN's darstellt, wird von zahlreichen Bearbeitern (bes. AZZAROLI und MERLA) abgelehnt. Sie halten die Existenz einer Toskanischen Decke (falda toscana) von der geforderten Reichweite für nicht erwiesen. Das stets tektonische Auflagern der Toskaniden II auf dem Autochthon halten sie für das Ergebnis einer lokal begrenzten Verschuppung. Toskaniden II und Pania-Einheit sind deshalb als Parautochthon zu betrachten.
Da die Toskaniden II ihrerseits wieder von mindestens drei

allochthonen ligurischen Komplexen überlagert werden, ergibt sich folgende großtektonische Gliederung:

1. Toskaniden I	Autochthon	Permokarbon-Pligozän
2. Pania-Einheit	Parautochthon	Nor-Oligozän
3. Toskaniden II	Parautochthon	Nor? Rät-Oligozän
4. Liguriden	Allochthon	Neokom-Miozän?

Im Kartierungsgebiet sind die Komplexe 1 und 3 vorhanden. Von der Pania-Einheit sind nur die Basis-Brekzien erfaßt worden, soweit sie noch nördlich des Turrite Secca auftreten. Den größten Anteil haben die autochthonen Serien, die nach N und NE abtauchen und von den Toskaniden II überdeckt werden. Die Kontaktzone läßt sich von Monzone, M. San Giorgio, Foce Rifogliola, Gorfigliano, M. Tontorone, Vagli di sotto, M. Torre und Mezzana zum Torrente Turrite Secca verfolgen. Der Kontakt ist immer tektonisch.

II. Das Autochthon

Der Formenschatz des Autochthons wird einmal geprägt von einer vergenten Faltung, die im N des Gebietes eine großtektonische Gliederung in zwei Antiklinalen und eine teilweise überschobene Mulde zuläßt. Dieser relativ ungestörte Faltenbau wird im südlichen Teil durch intensive Verschuppung zerlegt. Die Verschuppung erfaßt zunächst die liegenden Antiklinalflügel und führt in den zentralen Teilen der Apuaner Alpen zur Auflösung vieler großtektonischer Elemente. Es wird angenommen, daß schon primär keine Sättel angelegt, sondern durch flache Aufschiebungen ersetzt wurden.
Im W des Gebietes herrschen östliche Vergenzen vor. Im östlichen Teil treten jedoch häufig Westvergenzen auf, die, ohne Überbewertung der Vergenzrichtung, wichtige Rückschlüsse auf das tektonische Geschehen innerhalb des Autochthons zulassen.

Von besonderer Bedeutung für die Tektonik war die Metamorphose, die zwar nur epizonalen Charakter hat, aber trotzdem die verschiedenen Serien wegen ihrer unterschiedlichen lithologischen Ausbildung in charakteristischer Weise betroffen hat.

Diese Unterschiede sind durch eine verschiedene Mobilisationsfähigkeit der kalkigen Sedimente bedingt, die den weitaus größten Anteil am Aufbau des Autochthons haben. So sind die Marmore mit Sicherheit mobilisiert und plastisch verformt worden, während die liegenden Dolomite eine Mobilisation nicht zuließen. Die Grezzoni sind deshalb meist zerbrochen und von den Marmoren abgeschert. Ähnlich sind die Verhältnisse im Kontaktbereich Grezzoni/Serizitquarzite. Die Serizitquarzite sind infolge von Gleitvorgängen auf den Schieferungsflächen relativ mobil gewesen. Die Kalke mit Hornsteinlagen, die Serizit-Chlorit-Marmore, die Kalkarenite mit Hornsteinlagen und die Marmore des Roccandagia-Typs sind ebenfalls umkristallisiert, aber sie lassen je nach Beanspruchungsgrad unterschiedliche Mobilisationserscheinungen erkennen. Die Radiolarite und Kieselschiefer reagierten ähnlich wie die Grezzoni. Die Schiefer der Scaglia sind extrem inkompetent und wegen ihrer Schmierfähigkeit in der Lage, in Störungs- und Schuppenbahnen einzudringen. Die Vorkommen haben deshalb nur in einzelnen Fällen Bedeutung bei der Erkennung von Strukturen. Der Pseudomacigno hat sich entweder als starre Platte verhalten, die auf der Scaglia verschiebbar war, oder er ist als stark geschieferter Einschluß zusammen mit der Scaglia bewegt worden.

1. Die Antiklinale des Pizzo d'Uccello

Der Kern der Antiklinale wird von den Quarzphylliten gebildet, die eine stark ausgebildete Paralleltextur zeigen. Die Streich- und Fallwerte dieser Schiefrigkeit sind in dem ganzen Vorkommen etwa gleich. Das Einfallen der Schiefrigkeit beträgt 40-60° bei einem Streichen, das im S am Foce di Vinca N-S ist und bei Vinca um 10-20° nach NW abknickt.
Durch die deutliche Schiefrigkeit der Quarzphyllite bildet sich am Kontakt zu den massigen, an der Cresta Garnerone fast senkrecht stehenden Grezzoni eine Diskordanz aus, die TEICHMÜLLER als Beweis für eine Schichtlücke heranzog. Diese Diskordanz ist aber nur ein tektonisierter Kontakt von Serien unterschiedlicher Kompetenz, an dem bei der Faltung

schichtparallele Gleitungen stattgefunden haben.
Diese schichtparallelen Gleitungen müssen erhebliche Ausmaße erreichen, denn im Tal des T. Lucido finden sich im Liegenden der Grezzoni die Anagenite mit einer Mächtigkeit von 50 m. Nach S zu dünnen diese Quarzkonglomerate sehr schnell aus und Grezzoni und Quarzphyllite liegen direkt aufeinander. Reibungsbrekzien sind bei diesen Bewegungen nicht entstanden. Die Quarzphyllite zeigen gegenüber denen des Antiklinalkerns keine Strukturänderung. Die Brekzie, die am Pizzo d'Ucello an der Basis der Grezzoni auftritt, ist monogen aus Grezzoni-Komponenten zusammengesetzt und wahrscheinlich schon synsedimentärer Entstehung. Verfolgt man den Aufbau des normal liegenden Westflügels der Antiklinale unterhalb des Mt. Sagro und bei Tonepio, so muß man annehmen, daß hier wesentlich stärkere Bewegungen erfolgt sind. Die Grezzoni sind in ihrer Mächtigkeit reduziert und in einzelne Schubspäne aufgelöst worden, die an der Basis einer ebenfalls stark reduzierten Marmorzone liegen. Auf die Marmore folgen die Kalke mit Kiesellagen, die den Mt. Sagro und die hohen Steilwände von la Stretta und il Balzone aufbauen. Vergleicht man die Streichwerte dieser Kalke mit Kiesellagen mit den Werten, die auf dem überkippten Ostflügel der Antiklinale gemessen wurden, so ergibt sich eine durchschnittliche Abweichung von 45^{o} nach NW. Daraus könnte man schließen, daß der Westflügel der Antiklinale besonders im Bereich des Mt. Sagro von seiner Unterlage, den Quarzphylliten, abscherte und den Antiklinalkern teilweise überschob. Bei dieser Bewegung sind die Grezzoni boudiniert worden, während die Marmore diese Beanspruchung durch Mobilisation des Materials ausgleichen konnten. Nördlich von Tonepio ist diese Bewegung nicht mehr nachzuweisen, denn hier verflacht sich die Antiklinale und taucht allmählich nach NW unter den Calcare cavernoso.
Der Ostflügel hat dagegen in seinen südlichen Teilen den Zusammenhang gewahrt. Die Schichten streichen NNW-SSE und fallen mit $60-70^{o}$ nach W ein. Die sedimentären Kontakte sind in diesem Bereich erhalten. Dazu gehören besonders die Kontakte Grezzoni/Marmor und Marmor/Calcare selcifero, die schon im stratigraphischen Teil beschrieben wurden.

Aber schon an der Foce di Giovo zeigt sich, daß auch der Ostflügel der Antiklinale in sich verschuppt wurde. An der Foce di Viovo fehlen die Grezzoni auf einer Länge von 300 m. Südlich und nördlich davon erreichen sie Mächtigkeiten von 350 m. Durch die starke B-achsiale Dehnung sind die Dolomite boudiniert worden. Nördlich des Foce di Giovo treten die Grezzoni zunächst in großen, nicht zusammenhängenden Blöcken auf und sind dann am Pizzo d'Ucello wieder mit voller Mächtigkeit vorhanden. Die Übergangszone Grezzoni/Marmor ist dagegen nicht mehr zu beobachten, so daß angenommen werden muß, daß die Grezzoni von den Marmoren abgeschert sind. Aber auch die Marmorzone ist von Bewegungen betroffen worden. Am P 1590 treten unvermittelt Kalke mit Kiesellagen in einer Mächtigkeit von 50-80 m auf, die sich 300 m weit nach N verfolgen lassen. Sie zeigen keine stratigraphischen Kontakte zu den Marmoren, die sie allseitig umgeben. Sie sind jedoch mit dem im Hangenden des Marmors auftretenden Calcare selcifero identisch. Es muß also eine Verschuppung vorliegen (siehe Profil 4).

Überhaupt beginnt sich der Bau des Ostflügels der Pizzo d'Uccello-Antiklinale in dem Bereich von Capradosso und Zapelli zu komplizieren. Während an der Cresta Garnerone und bei Orto di Donna das Streichen aller Serien etwa NNW-SSE ist, beginnt die Streichrichtung der Grezzoni, vom Pizzo d'Uccello an zunehmend, nach NW abzudrehen. Die Marmorzone verbreitert sich auf über 1500 m während die auf den Marmoren liegenden Gesteine ihr ursprüngliches Streichen beibehalten und sich in überkippter Lagerung bis zum Canale Fronchio verfolgen lassen, wo sie unter die Marmore tauchen bzw. an einer Störung abgeschnitten werden.
Die Grezzoni streichen überkippt vom Pizzo d'Uccello nach NW, stellen sich steil und tauchen an der Punta Nattapiana unter die Marmore. Im T. Lucido bilden sie den Scheitel der Antiklinale. Nördlich der Punta Nattapiana treten die Grezzoni festerartig wieder auf. Sie tauchen also nicht gleichmäßig nach NE ab, sondern zeigen im Fagli di Equi eine kuppelförmige Aufwölbung. Diese Struktur wird noch deutlicher im Bereich des Mt. Grande. Hier treten in einer Mächtigkeit

200-250 m erneut Kalke mit Kiesellagen auf, die von den Marmoren überlagert als auch unterlagert werden. Betrachtet man die Kontakte im Liegenden, die an der Straße im Solco di Equi aufgeschlossen sind, stellt man fest, daß an der Basis dieses Calcare selcifero schwarze und bräunliche Schiefer auftreten. (Vermutlich Dogger). Bei la Stretta und am Mt. San Giorgio treten ähnliche Schiefer im Hangenden der Kalke mit Kiesellagen auf. Der gesamte Komplex des Mt. Grande ist also überkippt. Verbindet man den Calcare selcifero des Mt. Grande mit den normal liegenden von la Tecchia, so ergibt sich für den Bereich des Fagli di Equi eine nach NE vergente Antiklinale, deren überkippter NE-Flügel zerscherte und sich selbst überfahren hat.
Zwischen dem T. Lucido und dem Serchio di Minucciano sind nördlich des Pizzo d'Uccello drei Strukturen zu unterscheiden:

1. Eine Antiklinale, deren Achse etwa mit dem Lauf des T. Lucido zusammenfällt und die mit 30^{o} nach NW unter die Toskaniden II taucht.

2. Ostlich des T. Lucido entsteht nördlich der Punta Nattapiana eine weitere Antiklinale, die stark nach NE vergent ist. Ihre Achse verläuft etwa im Fagli di Equi und taucht ebenfalls nach N unter die Toskaniden II. Der Calcare selcifero im Bereich des Mt. San Giorgio bildet eine Mulde, in der die hangenden Schichtglieder des C.s. noch erhalten sind. Darüber folgt dann mit tektonischen Kontakten der Calcare cavernoso.

3. Die Fortsetzung des Ostflügels der Pizzo d'Ucello-Antiklinale. Nördlich des Pizzo d'Ucello verliert dieser Flügel den stratigraphischen Zusammenhang mit den liegenden Grezzoni und Marmoren. Er kann deshalb nicht mehr direkt mit den Strukturen westlich des Solco di Equi verbunden werden. Es wurde deshalb eine tektonische Trennlinie innerhalb der Marmorzone angenommen, an der eine, vom Foce di Giovo nach N zunehmende, Aufschuppung nach NE erfolgte. (Siehe Profile 2 u. 3). Diese tektonische Trennfläche ist innerhalb der Marmore nicht zu beobachten. Sie ist bei der, noch nach der Faltung anhaltenden Umkristallisation der Marmore überprägt und zerstört worden.

Westlich des Solco di Equi werden alle diese Strukturen von den Toskaniden II tektonisch überlagert. Östlich davon werden sie an einer Aufschiebung abgeschnitten, die sich vom Poggio Baldozzana bis zur Madonna di Equi verfolgen läßt. An dieser Störung stößt Marmor, der nach NW einfällt, gegen die überkippten Serien. Der Marmorkomplex läßt sich an keine der beschriebenen Strukturen anschließen. Er muß aus größerer Tiefe aufgeschoben sein. Bei Forticella und im Canale Cerreto wird er schließlich von dem Calcare cavernoso überlagert.

Im Serchio di Minucciano legt sich der nach NE vergente Flügel der Pizzo d'Ucello-Antiklinale auf die Flanke einer anderen großen Antiklinale, die den Westteil des Gebietes aufbaut und ebenfalls eine NE-Vergenz zeigt. (Mt. Pisanino-Antiklinale).
Die zugehörige Mulde fehlt. Sie ist weitgehend von der Pizzo d'Ucello-Antiklinale überschoben worden. Daß sie vorhanden war, geht aus dem nach N zunehmenden Auftreten der Scaglia rossa und dem Vorhandensein des Pseudomacigno hervor.
Am Mt. Contrario legen sich Cipollino und die Kalkarenite mit Kiesellagen aufeinander, ohne daß eine tektonische Beanspruchung dieser Gesteine sichtbar wäre. Nur eine Winkeldiskordanz zeigt an, daß die tektonische Grenze zwischen Pizzo d'Ucello-Antiklinale und Mt. Pisanino-Antiklinale überschritten wird. Die Scaglia rossa erscheint auf beiden Seiten des Serchi di Minucciano bei Serenaia. Auf dem Westhang steil mit 70^{o} nach W unter ältere Serien einfallend, ist sie der Pizzo d'Ucello-Antiklinale zuzurechnen. Auf den Osthang fällt sie mit $30-40^{o}$ ebenfalls nach W ein, gehört aber zur Mt. Pisanino-Antiklinale. Die tektonische Trennlinie verläuft innerhalb der Serizit-Schiefer der Scaglia, ist also nicht genau zu lokalisieren. Jedoch erscheint der größte Teil der Scaglia der Antiklinale des Mt. Pisanino anzugehören. Das wird deutlich am P 990, an der nach Orto di Donna führenden Straße gelegen, wo Kalkarenite mit Kiesellagen auftreten, die ihre direkte Fortsetzung am Westhang des Mt. Pisanino finden. Wenige 100 m nördlich davon tritt Pseudomacigno in überkippter Lagerung auf. Da er in dieser Position nicht mehr zur überkippten Ostflanke der

Pizzo d'Ucello-Antiklinale gerechnet werden kann, muß er als selbständiger, von der Unterlage losgelöster Block betrachtet werden, der bei der Durchbewegung der Scaglia eigene Bewegungen durchführte. Die Scaglia hat in diesem Bereich ihren stratigraphischen Zusammenhang weitgehend verloren, wie die regellos in den Serizit-Schiefern auftretenden Blöcke der Nummulitenbrekzien zeigen. Exakte tektonische Deutungen sind deshalb nicht möglich.

2. Die Antiklinale des M. Pisanino-M.Tambura-M. dei Ronchi

Diese Antiklinale ist als Großstruktur etwa 12 km zu verfolgen. Im N zeigt sie einen ähnlichen Bauplan wie die Pizzo d'Ucello-Antiklinale. Im Kern treten Marmore auf, die wegen ihrer Massigkeit keine Strukturen erkennen lassen. Die Westflanke wird von dem harten Calcare selcifero, den Radiolariten, Serizit-Chlorit-Marmoren und den Kalkareniten mit Hornsteinlagen aufgebaut. Die Schichten streichen an der Foce Cardeto und im Rio Sabuco N-S und fallen mit 40-50° nach W ein. Da die Hangneigung nur um weniges geringer ist, sind die Schichtoberflächen hervorragend aufgeschlossen. Dabei ist zu beobachten, wie unterschiedlich die Gesteine auf die Beanspruchung reagierten. Die Radiolarite, die am Pizzo Maggiore und am Pizzo Altare anstehen, zeigen ein paariges Scherflächensystem, das durch die B-achsiale Dehnung entstanden ist. Die Klüfte stehen senkrecht aufeinander. Einige dieser Klüfte sind zu Abschiebungen (bzw. Seitenverschiebungen) geworden, wobei immer der nördlich der Störung liegende Block nach unten bewegt wurde. In den kalkig-kieseligen Sedimenten ist die Klüftung schon unregelmäßiger, meistens ist auch nur eine Richtung entwickelt. Hier zeigt sich die größere Plastizität während der Verfaltung. Besonders die kalkigen Bestandteile konnten die Dehnung durch Fließen ausgleichen, während die relativ starren Hornsteinlagen in Linsen und Knoten aufgelöst wurden. An Stellen starker Druckbeanspruchung wurden sie ptygmatisch verfaltet.
Die Spezialtektonik, die ZACCAGNA an der Westflanke des M. Pisanino zu beobachten glaubte, basierte auf der falschen stratigraphischen Einstufung der Kalkarenite mit Hornstein-

einlagen. Zaccagna war der Ansicht, es handelt sich um Calcare selcifero. Da sie aber auf den Radiolariten bzw. den Serizit-Chlorit-Marmoren liegen und in die Scaglia rossa übergehen, andererseits der Calcare selcifero am M. Pisanino stratigraphische Kontakte zu den Marmoren im Liegenden und den Radiolariten im Hangenden aufweist, mußte Zaccagna eine komplizierte Verfaltung annehmen. Im Zusammenhang damit erklärte er auch das Vorkommen von Nummulitenbrekzien in den, von ihm in die Trias gestellten, Serizitschiefern der Scaglia rossa. Durch die neueren stratigraphischen und tektonischen Erkenntnisse kann dieses Problem als gelöst gelten.

Nördlich des M. Pisanino schwenkt die Streichrichtung von NNW-SSE nach NE-SW. Die Antiklinale beginnt hier mit 30^{o} unter die Toskaniden II abzutauchen. Der zu erwartende Übergang in den überkippten Ostflügel fehlt. An einer steil nach NW einfallenden Aufschiebung wird der nördliche Teil der Antiklinale gegen den sich südlich anschließenden, überkippten Flügel geschoben. Diese Störung ist von Gorfigliano bis Mirandola zu verfolgen, wo sie sich in der Marmorzone verliert. Nördlich dieser Hauptstörung schließt sich eine weitere Störungszone an, in der bis auf Grezzoni und Serizitquarzite alle Gesteine des Autochthons in kleinen Schollen auftreten. Die Störungen, die die einzelnen Schollen begrenzen, verlaufen senkrecht oder parallel zu der Hauptstörung.

Gegen den M. Tambura zu beginnt sich die Antiklinale immer weiter herauszuheben, während gleichzeitig der Liegendflügel in eine Reihe von Schuppen aufgelöst wird. Dabei erweist es sich, daß der im N scheinbar einheitliche Antiklinalkern zweigeteilt ist. Die geringmächtigen Ausbisse von Calcare selcifero und Serizit-Chlorit-Marmor im Oberlauf des F. Aqua bianca zeigen an, daß sich der liegende Flügel selbst überschiebt. Diese Überschiebung ist in den Marmoren verwischt. Sie läßt sich aber an der Basis eines schmalen Randes von Calcare selcifero und Serizit-Chlorit- Marmor bis zum Alto di Sella verfolgen. (Profile 5,6,7,8).

Am M. Tambura ist die Heraushebung der Antiklinale soweit fortgeschritten, daß die Grezzoni exponiert werden. In grossen Blöcken und Linsen erscheinen sie in Marmor eingebettet.

Eine Sattelbiegung ist in ihnen nicht zu beobachten. Sie sind gleitbrettartig von unten hochgepresst worden und haben dabei Schollen der Serizitquarzite mitgeschleppt. Die verbleibende schmale Marmorzone zwischen Grezzoni und den Kalken mit Hornsteinlagen bildet eine Spezialmulde, in der Calcare selcifero auftritt und die ebenfalls auf ihre Unterlage aufgeschoben ist. Diese Spezialmulde ist mit Unterbrechungen bis zu den Cave Cruze zu verfolgen. (Profil 9 und 12).

a. Die Schuppenzone des M. Tambura

Der überschobene Liegendflügel der Antiklinale, der vom M. Tombaccio bis zum Passo di Sella nachweisbar ist, zeigt ebenfalls noch einmal eine Verschuppung, die durch den schmalen Ausbiss von Serizit-Chlorit-Marmor auf H 1482 erkennbar ist. Diese zusammenfassend als Schuppenzone des M. Tambura bezeichneten Strukturen sind ihrerseits wieder auf eine synklinale Struktur im Becken von Vagli aufgeschoben. Die Bewegung der zur Schuppenzone des M. Tambura gehörenden Elemente erfolgte ohne Ausnahme in östlicher Richtung. Das Einfallen der Schuppenbahnen verflacht sich nach S zunehmend. Unterhalb des M. Roccandagia liegen die Werte zwischen 50 und 60°, während sie auf der Ostseite des M. Tambura 45 und teilweise nur 30° betragen. Die Zunahme der Schuppen und das flacher werdende Einfallen deuten auf eine bedeutende Erhöhung des Einengungsbetrages hin.
Wahrscheinlich sind in der weiteren Fortsetzung der Großstruktur der M. Pisanino-M. Tambura-Antiklinale zwischen Alto di Sella und M. Macina noch mehrere Schuppen vorhanden, die aber durch das Fehlen charakteristischer Gesteine nicht erkennbar sind. Erst am M. Macina und in der Fortsetzung zum M. Altissimo zeigen die Grezzoni durch ihr gleitbrettartiges Auftreten in den Marmoren den Schuppenbau an. Die Serizitquarzite bilden ein schmales Band von etwa 50 m Mächtigkeit, das mit 70° nach W einfallend von den Grezzoni eingefaßt wird. Die Grezzoni im Liegenden sind bis auf 2-5 m ausgewalzt. Die folgenden Marmore sind stark brekziös. Der ganze Komplex grenzt mit einer steil westfallenden Schuppenbahn gegen die komplizierten Strukturen des Beckens von Arni, die mit ihren

jungen Serien schon die Begrenzung im Tal von Vagli bildeten.

3. Verschuppte Muldenzonen des Autochthons

Die nördlich und südlich des Passo di Sella gelegenen Strukturen setzen sich vorwiegend aus den jüngeren Serien des Autochthons zusammen. Dazu gehören so inkompeten Einheiten wie die Serizitschiefer der Scaglia rossa mit ihren kalkigen Hangendserien und die Marmore des M. Roccandagia-Typs, die oft als Serizit-Chlorit-Marmore vorliegen. Der Pseudomacigno schließlich ist nur von untergeordneter Bedeutung.

Der Zone zwischen dem Becken von Vagli und dem Becken von Arni kommt eine besondere Bedeutung zu. Der Verf. ist der Ansicht, daß es sich um eine Narbenzone handelt, die aufgrund ihrer Strukturen die Verschluckung eines Teils des Toskaniden I-Autochthons wahrscheinlich erscheinen läßt. Dadurch ergeben sich neue Gesichtspunkte in der Diskussion um die Theorie der Toskanischen Decke. (Vergl. Kap. H). In diesem Areal vollzieht sich ein Vergenzwechsel, wobei ganze Strukturkomplexe ausgequetscht werden. Westlich dieser Zone herrscht ausschließlich E-Vergenz vor, während östlich davon westliche Bewegungsrichtungen dominieren. Gleichzeitig biegt das Generalstreichen von N-S oder NNW-SSE in die NW-SE-Richtung um. Diese Überlagerung verschiedener Beanspruchungsrichtungen führt zur Ausbildung komplizierter Strukturen, deren Deutung nur ein erster Versuch sein kann, ohne Anspruch darauf zu erheben, allen Gegebenheiten gerecht geworden zu sein.

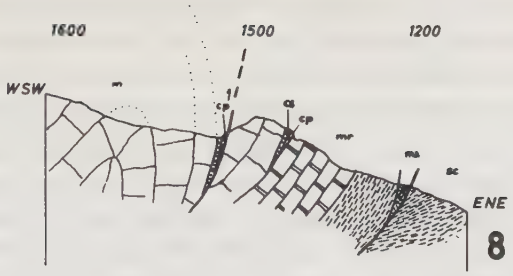
a. Becken von Vagli - Passo di Sella - Arni

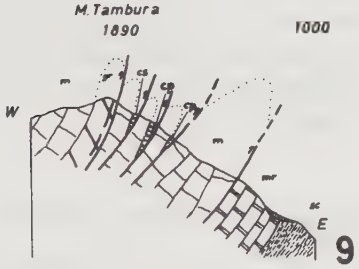
Schuppen von Campagrina

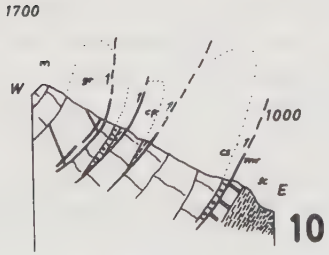
Geht man von dem überkippten Flügel der Antiklinale des M. Pisanino in Fosso di Acqua bianca aus, so zeigt sich schon bald, daß dieser Flügel sich selbst überschiebt und außerdem eine Synklinale zusammendrückt und schließlich überfährt.

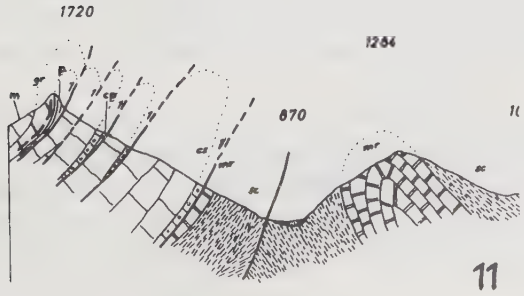
(Profile 7 u. 8). Diese Mulde besteht aus Serizitschiefern der Scaglia rossa. Die Struktur wird nur deutlich durch ein Vorkommen von Pseudomacigno oberhalb von Campocatino und das zweimalige Auftreten der Übergangszone zwischen Scaglia und dem Marmor des M. Roccandagia-Typs. Der erste Ausbiß dieser Übergangszone liegt auf H 1350 unterhalb des M. Roccandagia, der zweite bei S. Viano auf H 1090. Die Muldenachse fällt flach nach W ein. Die östlich des Fosso Tambura und nördlich Campocatino auftretenden Marmore, sind der Rest einer Aufwölbung, die am M. Pallerina schon wieder abtaucht und vom Block des M. Tombaccia überschoben wird. Die Marmore sind zum Typ M. Roccandagia zu rechnen. Der liegende Flügel der Scaglia-Mulde beginnt sich aufzurichten und überquert schließlich steilstehend die Talsole und streicht gegen den M. Castellina. Der Hangendflügel streicht unverändert weiter. In dem dadurch entstehenden Zwickel tauchen bei Arnetola unvermittelt die Scaglia-Basisbrekzien auf, die teilweise auf dem Marmor des M. Roccandagia-Typs oder Scaglia-Schiefern liegend, den Beginn einer zweiten Mulde anzeigen, die bis zur Wasserscheide zu verfolgen ist. Die Mulde ist zunächst vollständig mit nach W fallender Achsenebene. Der Kern wird jedoch bald von einer Schuppenbahn abgeschnitten und nur der liegende Anteil, bestehend aus Marmor d. M.R. bleibt erhalten. Er läßt sich mit immer steiler werdendem Einfallen bis zur Wasserscheide verfolgen. Jenseits der Wasserscheide fällt er schließlich nach NE und verschwindet in der Muldenzone des Fatonero. (Profil 12 bis 20).

Wenig oberhalb der Scaglia-Basisbrekzie von Arnetola liegt ein weiteres Vorkommen dieser Brekzie, das zur zweiten, vollständigeren und länger aushaltenden Mulde gehört. (Profile 14-20). Diese Mulde ist zunächst ebenfalls ostvergent und läßt sich bis über Arni hinaus verfolgen. Sie wird erst bei Campagrina abgequetscht und in einzelne Schubspäne aufgelöst. Das Einfallen der Achsenebene wechselt außerordentlich schnell. Es ist östliches als auch westliches Einfallen beobachtet worden. Die Achse hat mit ihrem gleichzeitigen Auf und Ab eine schwer vorstellbare Schlingerbewegung ausge-


1600
1500
1200
WSW
ENE
m
cp
cs
mr
ac
8


M. Tambura
1890
1000
W
E
m
cs
cp
mr
ac
9


1700
W
E
m
cp
cs
mr
ac
1000
10


1720
1284
870
m
cp
cs
mr
ac
11

führt. Zwischen der Mulde und den Schuppen, die zur Antiklinale des M. Pisanino-M. Tambura-M. dei Ronchi gehören, verläuft ein kleiner E-vergenter Sattel, der sich unterhalb des M. Sella entwickelt und bis zum M. Macina zu verfolgen ist, wo er schließlich abgequetscht wird. (Profile 16 u. 17).

Die Mulde senkt sich bei Arni so weit ein, daß nur noch die kalkig-schiefrigen Hangendserien der Scaglia rossa aufgeschlossen sind. Nur bei Campagrina tauchen noch einmal Marmore vom M. Roccandagia-Typ und stark tektonisierter Pseudomacigno in Form schwarzer, sandiger Schiefer auf. Diese Vorkommen grenzen mit fast senkrecht stehenden Störungsflächen an Marmore des Carrara-Typs, die schon der Struktur des M. Sumbra angehören. Die Störungsfläche wird auch innerhalb der schwer unterscheidbaren Marmore von verschmierten Scaglia-Fetzen markiert (Profil 21).

b. Becken von Vagli - M. Croce - M. Fiocca - Fatonero

Im Becken von Vagli taucht noch eine weitere synklinale Struktur auf, die jedoch eindeutig westliche und südwestliche Vergenzen aufweist. Diese Struktur ist bis zum Steilabfall des M. Sumbra gegen den Turrite Secca zu verfolgen, wo sie in die Luft ausstreicht. Der Kern dieser Mulde ist in eine Reihe von Schuppen zerlegt, die ebenfalls westliche Bewegungsrichtungen zeigen. Die starke Zerlegung des Muldenkerns geht wahrscheinlich auf das kompetente Verhalten des Pseudomacigno zurück, der auf seiner schiefrigen Scaglia-Unterlage aus dem Muldenkern herausgepreßt wurde. So bildet er von Scaglia-Schiefern umgebene Gleitbretter oder zeigt enge isoklinale Spitzfalten, deren Achsen mit 30-40° nach NE einfallen. Der Pseudomacigno ist in diesem Bereich immer stark laminiert und zerbrochen.

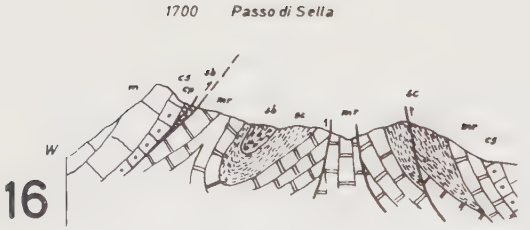
Von besonderer Bedeutung ist das Auftreten von Rauhwacken des Calcare cavernoso auf einigen Schuppenbahnen im Gebiet des M. Fiocca. Diese Vorkommen sind ein Hinweis darauf, daß der Calcare cavernoso diese Struktur zur Zeit ihrer Entstehung überlagert hat und in die Bewegungen mit einbezogen wurde.

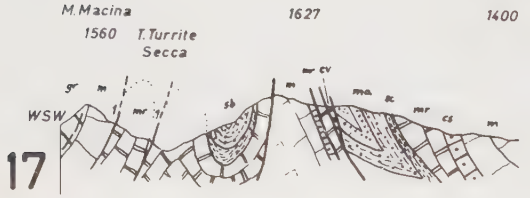
Die Hauptmuldenachse streicht, soweit man bei der starken Zerlegung der Mulde noch von einer solchen sprechen kann, vom Becken von Vagli in SSE Richtung bis zum M. Fiocca. Am M. Fiocca beginnt sie in die SE-Richtung umzuschwenken. Die Überlagerung verschiedener Beanspruchungsrichtungen führte zu einer starken Zusammenstauchung der gesamten Struktur im Bereich der Achsenumbiegung. Die kaskadenartige Verfaltung der Scaglia rossa und die Hochpressung eines Gleitbrettes von Calcare selcifero waren die Folge.
In direktem Zusammenhang mit der Mulde des M. Fiocca steht die kleine Teilmulde des M. Croce, deren Achse ebenfalls nach E einfällt. Der hangende Muldenflügel ist auf den liegenden aufgeschoben, erkennbar an einem stark tektonisierten Vorkommen von Pseudomacigno. Die Mulde des M. Croce vereinigt sich noch vor der Wasserscheide mit der Hauptstruktur. (Profile 13-20).

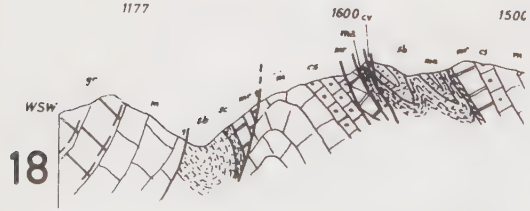
4. Die Marmorantiklinalen von Arni und des M. Sumbra

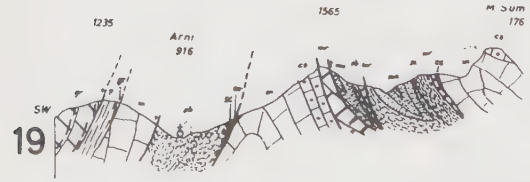
Synklinale von Gerbassoio

Den durch die Achsenumbiegung der Synklinale des M. Fiocca nach SE und des NNW-SSE streichenden Muldenzuges bei Arni freiwerdenden Raum, nimmt eine mächtige Marmorfolge ein. Sie tritt zum ersten Mal unterhalb des M. Fiocca in Erscheinung und läßt sich in weitem Bogen bis Gerbassoio verfolgen. (Profile 17-24) Der Marmor bildet zunächst nur einen Teil eines Sattels, der sich sukzessive mit dem Abschwenken der M. Fiocca-Mulde vollständig entwickelt. Seine Achsenebene steht im N senkrecht und beginnt dann zunehmend nach E einzufallen, so daß W-Vergenz entsteht. Gleichzeitig erfolgt eine Umbiegung der Achse nach SE. Das Scharnier dieses Sattels ist im T. Mantello aufgeschlossen. An den Sattel schließt sich eine Mulde an, die bei Campagrina auftaucht und auf der Südseite des Turrite Secca bis unterhalb des M. Freddone zu verfolgen ist. Ihre Achse verläuft parallel der Sattelachse. Diese Mulde wird im Gebiet von Gerbassoio von mindestens zwei Aufschiebungen zerlegt, die gegen die Anti-


1700
Passo di Sella
W
16


M. Macina
1560
T. Turrite
Secca
1627
1400
WSW
17


1177
1600
1500
WSW
18


1235
Arni
916
1565
SW
19

klinale des M. Sumbra gerichtet sind. Das Auftauchen des Calcare selcifero unter den Marmor mit deutlichem stratigraphischen Kontakt bei P 692 ist nur erklärbar durch eine Aufschiebung parallel zur Muldenachsebene innerhalb des Calcare selficero, denn nördlich des Turrite Secca überlagert er die Marmore. Eine Umbiegung ist in den Kalken mit Hornsteinlagen nicht zu beobachten. Die zweite Aufschiebung erfolgte innerhalb der Marmore des hangenden Muldenflügels, (vergl. Prof. 22,23,24). Im NE wird diese Struktur von einer etwa 60° ostfallenden Störung abgeschnitten, die sich bis in die Schuppenzone von Isola Santa verfolgen läßt.
Auf der östlichen Flanke der Antiklinale wird der Marmor von den Kalken mit Hornsteinlagen überlagert, die, wenn auch in ihrer Mächtigkeit stark reduziert, die Unterlage der Synklinale des M. Fiocca bilden. Sie tauchen östlich des M. Fiocca wieder auf und lassen sich von dort, diesmal steil nach E unter den Marmor einfallend, bis zum M. Croce verfolgen. Dort dünnen sie aus und verschwinden. Auch südlich der Wasserscheide keilen sie bald aus, eine Folge der Einengung im Bereich der Achsenumbiegung.
Der Calcare selcifero des südwestlichen Muldenflügels ist als 60-80 m mächtiges Band bis le Comarelle zu verfolgen, wo er aufgrund der Übereinstimmung von Hangneigung und Einfallwinkel größere Areale bedeckt und schließlich unter dem Marmor verschwindet. Die Kalke mit Hornsteinlagen des Nordostflügels tauchen dagegen nicht wieder auf, so daß mit denen auf dem Gipfel des M. Sumbra keine direkte Verbindung hergestellt werden kann. Bei der Struktur des M. Sumbra handelt es sich um eine Antiklinale, die im N Westvergenz zeigt. Die Achsenebene richtet sich mehr und mehr auf und schwenkt im Bereich des Gipfels um 90° nach E um.

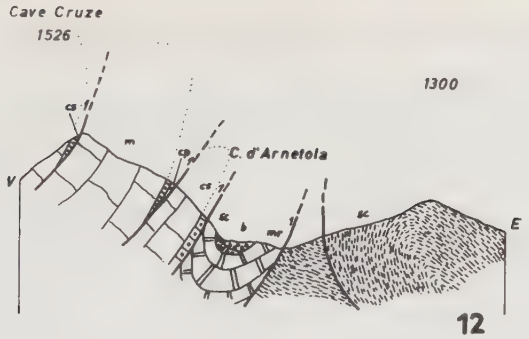
5. Die Schuppenzonen von Isola Santa, Capanne di Careggine und la Scala

Diese Schuppenzonen ähneln sich und sollen deshalb gemeinsam besprochen werden. Die Bewegung dieser Schuppen erfolgt auf

mit etwa 60° nach E einfallenden Überschiebungen, wobei teilweise eine pultförmige Heraushebung erfolgte. (Profil 24).

Die Schuppenzone von Isola Santa besteht aus einer Vielzahl oft nur wenige m mächtiger Einzelschuppen von Pseudomacigno, die Serizit-Chlorit-Marmore durchdringen. Dieses Gewirr kleiner und kleinster Strukturen wird von Calcare selcifero-Gleitbrettern durchsetzt. Selbst Reste von Calcare cavernoso, an Pseudomacigno hängend, sind vorhanden.
Die Schuppenzone von Isola Santa wird überschoben von dem Pseudomacigno von Capanne di Careggine. Dieser bildet eine zusammenhängende Platte, die nach E einfällt und mit dem Pseudomacigno des M. Porreta eine Einheit bildet. Ob diese Einheit auch in struktureller Hinsicht besteht, kann nicht gesagt werden.
Die Überschiebung dieser Pseudomacigno-Schuppe erfolgt nur zum geringeren Teil auf die Schuppenzone von Isola Santa. Gegen die Costa del Giovo hin endet diese und ihre Unterlage, die von den Marmoren und Kalken mit Hornsteinlagen der M. Sumbra-Antiklinale gebildet wird, taucht auf, so daß der Pseudomacigno direkt auf den Calcare selcifero aufgeschoben ist. Die Überschiebung vereinigt sich mit einer von W herankommenden Störung, die die Struktur des M. Sumbra abscheidet.

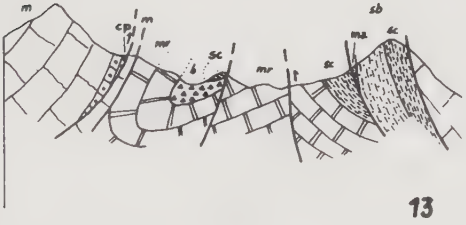
Auf den Pseudomacigno von Capanne di Careggine sind wiederum zwei Komplexe aufgeschoben, die pultartig nach SW aufgerichtet sind. Die Überschiebungen verlaufen quer zum Tal des Turrite Secca. Sie lassen sich nördlich des M. Grotti noch ein kurzes Stück verfolgen, verlieren sich aber dann im Pseudomacigno. Als tiefste aufgeschlossene Serie dieser Schuppen tritt Calcare selcifero auf. Darüber folgen Marmore des M. Roccandagia-Typs und die Scaglia-Schiefer mit ihren Hangendserien. Oft tritt die Scaglia rossa auch auf den Überschiebungen als aus dem Untergrund mitgeschleppter Rest auf.



12

M. Sella
1739

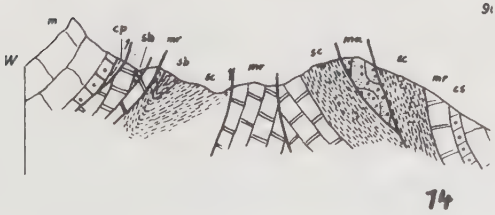
M. Croce
1527



13

1700

1500

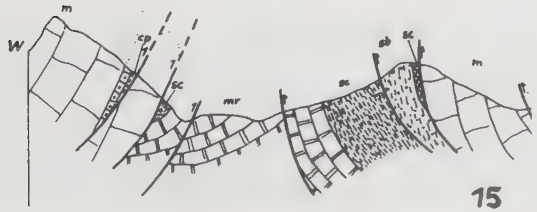


14

Alto di Sella
1723

Ripanaia
1077

1400



15

6. Die Strukturen zwischen dem M. Pallerina und dem Fosso di Capricchia

Nordöstlich der verschuppten Zentralzone der Apuaner Alpen herrscht ein westvergenter Faltenbau mit kleinen Amplituden vor, wie er in den Profilen 13, 14 und 20 zum Ausdruck kommt. Die älteren Serien des Autochthons tauchen in diesem Bereich nicht mehr auf. Diese Zone ist auf die Antiklinale des M. Sumbra aufgeschoben. Sie geht kontinuierlich in die Schuppenzone von Capanne di Careggine und la Scala über und hat auch Verbindung mit den Scaglia-Vorkommen des M. Croce und des M. Pallerina. Die letztere Verbindung ist von besonderem Interesse. In dem tektonisch kaum gliederbaren Scaglia-Areal von Bascugliani finden sich langgestreckte Ausbisse von Pseudomacigno und Calcare cavernoso. Es handelt sich dabei nicht um Verwitterungsreste einer ehemaligen Bedeckung, sondern um keilförmig nach unten schmaler werdende Vorkommen, deren Entstehung nur durch Einfaltung oder Einschuppung gedeutet werden kann, ähnlich den anderen Calcare cavernoso-Vorkommen innerhalb des Autochthons.
Der Pseudomacigno dieser Zone scheint sich nur unvollständig an dem Faltenbau des Gebietes zu beteiligen. Auffallend ist das völlige Fehlen von Scaglia rossa an seiner Basis. Es ist kaum anzunehmen, daß sie primär nicht vorhanden war. Der Pseudomacigno hat sich wahrscheinlich aufgrund seiner Kompetenz von seiner Basis gelöst. Dabei ist es zu Bewegungen gekommen, bei denen die Scaglia weitgehend ausgequetscht wurde. Trotz dieser teilweise vom Untergrund gelösten Tektonik des Pseudomacigno folgt er, wenn auch weniger deutlich, dessen Strukturen.

III. Die Tektonik der Toskaniden II (Parautochthon)

Der tektonische Bauplan der Toskaniden II ist von dem des Autochthons grundsätzlich verschieden. Während im Autochthon starke Einengungserscheinungen mit vergenter Faltung und Schuppenbau vorherrschen, zeigen die Toskaniden II nur einen

einfachen, weitgespannten Faltenbau, der postorogenetisch von Dehnungsstörungen zerlegt wurde.
Die Toskaniden II-Schichtfolge bildet eine einheitliche Platte, die mit einem durchschnittlichen Einfallen von 20-30° nach N und NE gegen die Lunigiana bzw. Garfagnana abtaucht. Ihr Kontakt zum Autochthon ist immer tektonisch, sei es daß der Kontakt von den Toskaniden II-Basisserien, des Calcare cavernoso und seinen Brekzien, gebildet wird oder daß dieser primäre Kontakt postorogeneitsch zu Abschiebungen umgeformt wurde.
Das tektonische und morphologische Bild der Toskaniden II-Abfolge wird geprägt von den liegenden dolomitischen und kalkigen Serien des Calcare cavernoso, Calcare massiccio und des Calcare selcifero sowie von dem hangenden Macigno, der mit einer im Arbeitsgebiet noch vorhandenen Mächtigkeit von 250 m den Abschluß der Schichtfolge bildet. Zwischen diesen relativ kompetenten Abteilungen liegen geringmächtige kalkige Serien innerhalb inkompetenter Mergel- und Schieferfolgen. Dieses Nebeneinander von Gesteinen unterschiedlicher Kompetenz führte zu einer Stockwerkstektonik, die wegen der geringen Beanspruchung der gesamten Schichtfolge aber nur schwach ausgebildet ist. Besonders betroffen waren naturgemäß die mergeligen und schiefrigen Serien, die kaum stratigraphische Kontakte liefern. Bei geringer Mächtigkeit sind sie vielfach ausgequetscht oder stark reduziert.
So ist das lückenhafte Auftreten des Ammonitico rosso sicher nicht nur genetisch bedingt. Da es oft in mergeliger Fazies auftritt, muß auch mit tektonischen Reduzierungen gerechnet werden. Auch der mächtige Dogger, mit seinen Mergeln und Mergelkalken zeigt starke Mächtigkeitsschwankungen, die z.T. tektonisch bedingt sind. Die stark boudinierten härteren Einschaltungen deuten auf eine intensive Durchbewegung hin. Es ist wahrscheinlich, daß diese Serie einen großen Teil der tektonischen Kräfte kompensiert hat.
Die Kalk-Mergel-Folge und die Tonschiefer der Scaglia-rossa sind ebenfalls durchbewegt. Besonders die Kalk-Mergel-Folge zeigt eine disharmonische Verfaltung im m-Bereich, die nach Ansicht des Verf. keine Slumping-Erscheinung ist, sondern

durch eine geringfügige Gleitbewegung des Macigno auf den liegenden Tonschiefern hervorgerufen wurde. Diese Tonschiefer bilden heute einen stark tektonisierten Schmierhorizont, der weder zum Hangenden noch zum Liegenden einen stratigraphischen Kontakt geliefert hat.
Die flach nach NE einfallende Tafel der Toskaniden II weist zwei schwache Einmuldungen auf, die NE-NW-SE streichen. Der dazwischenliegende Sattel ist nur schwach entwickelt. Morphologisch sind diese Strukturen ohne Bedeutung. Die zahlreichen beobachteten Störungen sind bis auf wenige Ausnahmen Abschiebungen. Sie streichen apenninisch (NW-SE bzw. NE-SW) oder folgen dem morphologischen Rand der Apuaner Alpen. Ihre Sprunghöhe ist im allgemeinen nicht größer als 100-200 m. Erst am Rande des eigentlichen Blockes der Apuaner Alpen wächst sie beträchtlich an und kann bis zu 3000 m betragen. Ein großer Teil dieser Störungen sind sicher erst postorogenetisch angelegt worden. Für die großen Randstörungen der Apuaner Alpen kann das mit Sicherheit angenommen werden, denn sie gehen zurück auf die junge, heute noch anhaltende Hebung.

IV. Die postorogenetischen Störungen

Störungen sicherer postorogenetischer Entstehung sind nur im N des Arbeitsgebietes beobachtet worden. Sie verdanken ihre Entstehung der seit dem Oberpliozän nachweisbaren Hebung der Apuaner Alpen. Allein in postglazialer Zeit läßt sich ein relativer Hebungsbetrag von 200-250 m nachweisen. Bei den Störungen handelt es sich ohne Ausnahme um Abschiebungen. Ihre Sprunghöhe ist sehr unterschiedlich. Bei Aiola und Equi Terme bringt eine derartige Störung Rauhwacken des Calcare cavernoso in Kontakt mit dem Macigno. Legt man die zwischen Minucciano und Casola zu beobachtende Mächtigkeit der Toskaniden II zugrunde, so ergibt sich ein Versatz von 2800-3000 m. Verfolgt man diese Störung nach E, zeigt sich eine Abnahme der Sprunghöhe bei gleichzeitiger Aufsplitterung. Erst südlich

von Gramolazzo sind wieder starke Abschiebungen zu beobachten, die Calcare massiccio in Kontakt mit der Scaglia rossa bringen. Der Versatz beträgt hier noch etwa 400 m. Die weitere Fortsetzung der Störungszone liegt auf der Nordseite des M. Tontorone. In einem weiten Bogen läßt sie sich bis Puglianella, wobei immer Calcare massiccio gegen Scaglia rossa grenzt, verfolgen.
Weitere bedeutende Randstörungen sind zwischen Ferriera und Careggine sowie Colle und dem Turrite Secca beobachtet worden. Hier wird der nördliche Teil der Macignoplatte des M. Umbrana-M. Volsci abgeschnitten und gegen den Graben der Garfagnana abgesenkt.
Alle diese Störungen sind nur bedingt an die im Nordapennin immer wieder auftretenden NNW-SSE streichenden Systeme anzuschließen. Sie sind vielmehr auf den geologischen und gleichzeitig auch morphologischen Rand der Apuaner Alpen beschränkt, die als geschlossener Block herausgehoben werden. Für die Fortdauer des Anstiegs zeugen die zahlreichen Beben, die in der Lunigiana und Garfagnana alljährlich auftreten.

G. Bemerkungen zur Stellung der toskanischen Einheiten zueinander

Seit STEINMANN (19o7) und DE LAUNAY unabhängig voneinander die Theorie eines bedeutenden Deckenbaues im Nordapennin aufstellten, ist die Diskussion über die orogene Entwicklung dieses Gebirges nicht mehr verstummt. Und heute, 60 Jahre danach, ist dieses Problem nach wie vor, trotz des in der Zwischenzeit gesammelten Materials, nicht befriedigend gelöst. Besonders die, den toskanischen Bereich betreffenden Ansichten werden z.Z. stark diskutiert. Es hat sich gezeigt, daß der Nordapennin seine eigene spezifische Entwicklung erfahren hat und daß die in anderen Orogenen, besonders der Alpen, gewonnenen Erkenntnisse nicht kritiklos auf dieses Gebirge übertragen werden können.

Steinmann unterschied zunächst nur zwei großtektonische Einheiten, die verschiedenen Ablagerungsräumen angehörten. Eine jungmesozoische Ophiolith-Formation sollte als "Ligurische Decke" über die Sedimente eines toskanischen Troges bis zur Poebene geschoben sein. Diese Gedankengänge wurden von LUDWIG (1929) aufgenommen und erweitert.

TILMANN (1926) kam bei seinen Arbeiten in der Catena metallifera zu dem Ergebnis, daß auch innerhalb der toskanischen Schichtfolge mit einer Allochthonie verschiedener Serien gerechnet werden muß. Gestützt auf eigene Beobachtungen in den Apuaner Alpen und einer auf petrographische Untersuchungen basierende Vermutung LENCEWICZ's (1917), daß Macigno und der von ZACCAGNA in die Obertrias gestellte Pseudomacigno identisch seien, postulierte er eine Deckenüberschiebung innerhalb der toskanischen Serien. Er unterschied ein liegendes, epimetamorphes und wahrscheinlich autochthones Toskanikum (Toskaniden I), das von einer unmetamorphen, stratigraphisch gleichartigen Schichtfolge deckenartig überlagert wird. (Toskaniden II)

STAUB (1932) nimmt zwischen den Toskaniden I (bei Staub Carrariden, n. KOBER, 1935), die er für eine penninische Decke hält und den Toskaniden II (n. Staub eine ostalpine Decke) noch eine stark verschuppte, parautochthone Zone an: Schuppenzone von Massa. DE WIJKERSLOOTH (1934) bestätigt diese

Annahme, lehnt aber die Übertragung von alpinen Strukturelementen auf den Apennin ab. Er hält den Apennin für ein selbständiges Orogen. Einen Deckenbau, hervorgerufen durch bedeutende Verkürzung der Kruste durch seitlichen Zusammenschub lehnt er ab. Er wendet die von ANELLI (1928) geprägte Vorstellung der gravitativen Gleitdecken in großem Maßstab auf den Apennin an. Für die Entstehung dieser Gleitdecken macht er vertikale epitogenetische Bewegungen verantwortlich. Die Überschiebung innerhalb des Toskanikums erklärt er durch die gravitative Gleitung von Teilen einer verschuppten Schwellenzone. Das überschobene Relief wurde dabei eingeebnet und die abgescherten Bergspitzen in der "Schuppenzone von Massa" angereichert.

Da über die Toskanische Decke hinweg auch die ligurischen Einheiten gravitativ nach NE verfrachtet wurden, würde das eine beträchtliche Hebung im Bereich der heutigen Tyrrhenis voraussetzen. Um dieser Schwierigkeit zu entgehen, entwickelte MIGLIORINI (1948) die Theorie der "cunei composti". Dabei soll der toskanische Untergrund mehrfach keilförmig übereinander geschuppt worden sein, so daß auf dabei entstehenden schiefen Ebenen wiederholt gravitative Gleitungen in nordöstlicher Richtung auftraten. Die Theorie der "cunei composti" modifiziert MERLA (1948) dahingehend, daß er 7 Runzelzonen annimmt, die sich infolge epirogenetischer Bewegungen von SW nach NE zeitlich aufeinanderfolgend herausheben und von denen das Sedimentmaterial in Form orogener Bergstürze immer weiter nach NE verfrachtet wurde. Da die Apuaner Alpen und die Apennin-Hauptkette der 3. und 4. "ruga" Merlas entsprechen, kann die Überschiebung innerhalb der Toskaniden nur geringes Ausmaß haben. Konsequenterweise betrachtet deshalb die Florentiner Schule die Toskaniden nur als lokales Überschiebungsphänomen. Die Pisaner Geologen ELTER, GIANNINI, TONGIORGI, TREVISAN und NARDI (1961, 1962) betrachten die Toskaniden II als tiefste von insgesamt vier Decken, die von SE her gegen die ihnen im NE vorgelagerten Toskaniden I hinweggeglitten, während gleichzeitig die ligurischen Decken die Toskaniden II überfuhren. Der Hauptkamm des Nordapennin mit seiner teilweise inversen und nach NE aufgeschobenen Antiklinale wird als

Deckenstirn gedeutet. Als Herkunftsgebiet wird ein heute in der Tyrrhenis versenktes Gebiet angenommen. So ergibt sich für die "falda toscana" eine Überschiebungsweite von wenigstens 60-80 km und eine horizontale Erstreckung von 200-250 km. Die Existenz eines derartigen tektonischen Elementes mit einer unbekannten, vom Meer bedeckten Wurzelzone muß angezweifelt werden, wenn man die Ergebnisse, die seitens des Berliner Institutes in den letzten Jahren besonders im ligurischen und emilianischen Raum erarbeitet worden sind, betrachtet.
M. RICHTER (1960) lehnt aufgrund regionaler Überlegungen eine weitreichende Verfrachtung der Sedimentpakete aus den ihnen entsprechenden Sedimentationströgen ab. Wegen der Autochthonie der ligurischen Sedimente im NW (M. Antola, Turiner Hügel) wird die nach SE zunehmende Allochthonie durch den starken Diapirismus der inkompetenden Mergel- und Tonserien erklärt, der zu einer "Scherbentektonik" der kompetenten Schichtglieder führte. Gravitativ bedingte Gleitungen bis zu 20 km Weite sind dabei möglich.
Die Flyschmassen der Emilia, die bis dahin als die am weitesten transportierten Teile des Ligurischen Troges angesehen wurden, erwiesen sich als Sedimente eines unabhängigen Emilianischen Troges (REUTTER und SAMES, 1964; REUTTER, 1966), so daß der weitgespannte ligurische Deckenbau zugunsten eines Systems nicht so weit reichender Gleitdecken und Schuppen entfallen konnte.

Bei der Bearbeitung der an die vermeintliche Stirnfalte der Toskaniden II angrenzender Gebiete (GOLDBERG, 1965, KRAMPE, 1964 u.a.) wurde festgestellt, daß kein Zusammenhang zwischen der Bildung der Hauptkammfalte und der deckenartigen Überschiebung der Toskaniden II, im Sinne der Pisaner Schule, besteht. Die Bildung dieser Struktur ist erst erfolgt, als die Bewegung der ligurischen Serien schon abgeschlossen war. Außerdem ergaben sich Hinweise darauf, daß die Toskaniden II schon immer in ihrem heutigen Verbreitungsgebiet nördlich und nordöstlich der Toskaniden I vorhanden waren und nicht als Decke dorthin gelangt sind.

Betrachtet man die paläogeographische Konfiguration etwa vom Jura ab, ergibt sich folgendes Bild: Bis zum Jura zeigt sich im Nordapennin eine einheitliche Sedimentation, die praktisch identisch mit der der Südalpen ist. Erst in der untersten Kreide macht sich in Ligurien eine stärkere Absenkung bemerkbar, so daß sich dort ein Trog herausbildet, dessen Gesteine lithologisch und faziell verschieden sind von denen, die im östlich vorgelagerten toskanischen Ablagerungsraum sedimentiert werden. Nordöstlich von diesem kommt es zur Bildung eines emilianischen Faziesraumes, der sich im NW des Apennins mit dem ligurischen vereinigen soll. Vom Jura bis zum Eozän unterscheiden sich die in den einzelnen Trögen sedimentierten Schichtfolgen erheblich voneinander. Erst im Oligozän kommt es in allen Trögen zu einer mächtigen Grauwacken- und Sandsteinsedimentation in Flyschfazies. Im Toskanikum sind dies der Hauptkammacigno und der Pseudomacigno, im Emilianikum der M. Modino - M. Ventasso-Sandstein. Im Ligurium ist der Aveto- und Petrignacola-Sandstein dazu zu rechnen. Im Verlauf des höheren Oligozäns und des unteren Miozäns zeigen sich im Toskanikum und seinem Grenzbereich zum Emilianikum Phänomene, die darauf hindeuten, daß Teile des Toskanischen Ablagerungsraumes der Sedimentation entzogen wurden. Dieser, in einen tieferen Teil der Kruste versenkte Teil entspricht wahrscheinlich dem heute als Toskaniden I bezeichneten Kern der Apuaner Alpen.

1. Der Pseudomacigno kann aufgrund seiner bedeutend geringeren Mächtigkeit nicht mit dem gesamten Macigno der Hauptkette parallelisiert werden. Desgleichen fehlen ihm die mergeligen Hangendserien, die im Verbreitungsbereich des Macigno das Ende der Grauwackensedimentation anzeigen.
2. Im Pseudomacigno sind an keiner Stelle olisthostromatische Einschaltungen beobachtet worden. Diese Einschaltungen, die im Macigno der Toskaniden II nördlich der Apuaner Alpen zu finden sind, gelten als Hinweis auf eine Schwellenzone, die sich im unteren Miozän im Grenzbereich Toskanikum-Emilianikum ausbildete. Diese Schwelle lieferte Olisthostrome, die vorzugsweise nach NE in den emilianischen Faziesraum eindrangen (Formazione di Pievepelago, REUTTER, 1966). Sie sind aber auch

als Einschaltungen zwischen Macigno und seinem mergeligen Dach (Mergel von Ponteccio, GÜNTHER, 1966) nachweisbar. (Olisthostrommergel von Albiano, Capanne und la Costa, GÜNTHER, 1966).

3. Nach Beendigung der Macigno-Sedimentation im Obermiozän erfolgte die gravitative Verfrachtung der ligurischen Serien, die heute in umgekehrter Reihenfolge den Macigno überlagern. Von diesen Liguriden gibt es im Hangenden des Pseudomacigno keine Spur. Er kann also zur Zeit der Liguridenbewegung nicht exponiert gewesen sein. Da der Macigno im N der Apuaner Alpen nicht unbedingt als Teil der Toskaniden II-Decke aus SW bezogen werden kann, die die Apuaner Alpen schon zudeckte, ist die Annahme einer Verschluckungszone im Bereich der heutigen Apuaner Alpen gerechtfertigt. Noch vor Beendigung der Macignosedimentation ist ein begrenzter Teil des Toskanischen Troges in die tiefere Kruste versenkt worden. Sukzessive mit der Absenkung erfolgte ein "Zuschieben" der entstehenden Lücke.

Die ursprüngliche Lage des Absenkungsgebietes innerhalb des Toskanischen Troges ist nur zu vermuten:

1. Es kann sich um einen zentralen Teil des Troges gehandelt haben, so daß die Bewegung zweiseitig gegen das Gebiet maximaler Absenkung gerichtet war. Das würde ein Vorhandensein von NW-SE-streichender Strukturen in der Umgebung der Apuaner Alpen (besonders im NW und SE) bedingen. Diese Strukturen sind jedoch nicht nachzuweisen.
2. Der absinkende Raum lag am SW-Rand des Toskanischen Troges. Vielleicht bestand dort eine Schwelle, in deren Abwärtsbewegung Teile des im NE angrenzenden Sedimentationsraumes einbezogen wurden. Die nördlich und nordöstlich den zentralen Apuaner Alpen vorgelagerten Toskaniden II sind dabei zunächst gegen die Absenkungszone bewegt worden, wobei es zu einer Abscherung im Horizont des Calcare cavernoso und zu einer teilweisen Selbstüberschiebung kam. (Pania-Einheit, MAXWELL, 1956; WACHSMUTH, 1966). Die im SW der Apuaner Alpen auftretenden Toskaniden II sind bis auf einen kleinen Rest in die Tyrrhenis versenkt worden. Im Golf von La Spezia ist keine Überschiebung mehr nachzuweisen.

Nach Ende der Liguridenbewegung unterlagen die Toskaniden I einer verstärkten Aufwärtsbewegung. Sie durchbrachen, jetzt metamorph als tektonisch bereits geprägter, einheitlicher Block die Toskaniden II, die erst zu diesem Zeitpunkt als gravitative Gleitmasse von der entstehenden Aufwölbung als "frana orogenica" im Seinne MERLA's 8-10 km nach NE abrutschten. Die sich ausbildende Stirnfalte überschob teilweise emilianische und auf diesen auflagernde ligurische Einheiten. Außerdem sind ligurische Serien ein zweites Mal von dieser Aufwölbung nach NE in die Emilia verfrachtet worden (REUTTER, 1966).
Diese Beobachtungen in der unmittelbaren Umrandung der Apuaner Alpen finden ihre Bestätigung im strukturellen Aufbau der Toskaniden I. Deutlich läßt sich in den zentralen Apuaner Alpen ein zweiseitiger Bau feststellen, der kaum durch einen einseitigen von SW nach NE gerichteten Schub einer Decke erklärt werden kann. Die Tektonik der Toskaniden I ist nach Auffassung des Verf. kein Ergebnis der Bewegung der Toskaniden II. Sie war vielmehr die Ursache dieser Bewegung. Die Metamorphose, von zahlreichen Autoren als kinetisch bezeichnet (DE WIJKERSLOOTH, 1934, WUNDERLICH, 1960) ist eine statische Metamorphose infolge von Versenkung, denn sie ist in ihrer Intensität, wie genaue Kartierungen ergeben haben, nicht nur an stark beanspruchte Gebiete gebunden (WACHSMUTH, 1966).

Die intensive Faltung und Verschuppung mit entgegengesetzter Vergenz und das Vorhandensein einer Narbenzone (vergl. Kap. F 3), an der ganze Strukturkomplexe abgequetscht werden, deutet auf eine starke Einengung der Schichtfolge hin, die durch die Abwärtsbewegung und den dadurch entstehenden Druck der umgebenden Gebiete hervorgerufen wurde.
Die Abwärtsbewegung führte im Anfangsstadium und randlich des Senkungsmaximums zu einem zweiseitigen Faltenbau, der heute noch am nördlichen Rand der Apuaner Alpen zu beobachten ist. Mit der Zunahme der Absenkung kam es zur Überschiebung der Mulden und zur Verschuppung der inversen Antiklinalflügel und schließlich zur Auflösung der Großstrukturen in eine Anzahl von selbständigen Schuppen. Dieser Übergang ist

zwischen Gorfigliano und dem Turrite Secca in charakteristischwer Weise zu beobachten.
Mit dem Absinken setzte die Metamorphose ein. Gleichzeitig erfolgte die Platznahme der nicht von der Senkung betroffenen umgebenen Gesteine, wobei diese teilweise noch tektonisch beeinflußt, ja sogar in die Bewegungsvorgänge des Autochthons einbezogen wurden. (Calcare cavernoso auf den Schuppenbahnen). Der Metamorphosesprung zwischen Toskaniden I und Toskaniden II, von vielen Autoren überbewertet und als Kriterium für einen zeitlichen Hiatus zwischen Faltung und Metamorphose des Autochthons und dem Überschiebungsvorgang der Toskaniden II angesehen, ist nicht groß und schließlich auch erklärbar. Die lithologische Ausbildung der Toskaniden II-Basis mit ihren Rauhwacken und Dolomiten verhinderte eine deutliche Umwandlung durch die nur noch schwache Metamorphose.

Mit diesen Ausführungen wird der Versuch unternommen zu zeigen, daß keine zwingende Notwendigkeit besteht, die Toskaniden II als Decke aus einem heute vom Meer bedeckten Gebiet zu beziehen, sondern sie als parautochthone Einheit zu betrachten, die ihren ursprünglichen Ablagerungsraum im N und NE der Apuaner Alpen nicht verlassen hat. Diese Toskaniden II haben lediglich geringe Bewegungen ausgeführt, die durch das Vorhandensein eines Gleithorizontes in der oberen Trias ermöglicht wurden. Die Bewegungen hatten ihre Ursache in einer isostatischen Absenkung eines begrenzten Teiles des toskanischen Faziesraumes und einer anschließenden Heraushebung dieses Komplexes, die heute noch andauert.

H. Zusammenfassung

Grundlage dieser Arbeit ist die Neukartierung der nordöstlichen Apuaner Alpen im Maßstab 1:10 000.
Die auftretenden Gesteine wurden drei tektonische Einheiten zugeordnet:

1. Toskaniden I

Die Toskaniden I treten im Kern der Apuaner Alpen auf und werden als Autochthon bezeichnet. Die 1800-2000 m mächtige Folge ist epimetamorph. Sie wurde in zehn Serien unterteilt, wobei die von NARDI (1963) aufgestellte Schichtfolge zugrunde gelegt und erweitert wurde.
Die Basis bilden Serizitquarzite des Permokarbons. Daraus transgredieren Dolomite der mittleren und oberen Trias unter Zwischenschaltung eines Konglomerathorizontes. An der Trias-Jura-Wende beginnt die Sedimentation von reinen, chemischen Kalken, die heute als Marmor vorliegen. Mit dem Hettangium verstärkt sich die Absenkung des Meeresbodens. Es kommen dunkle Kalke und Hornsteine zum Absatz, die den gesamten Lias repräsentieren. Im Dogger setzt eine Differenzierung des Ablagerungsraumes ein, die bis zum Cenoman nachweisbar ist. Der Dogger selbst ist geringmächtig oder fehlt. Im oberen Jura treten zwei heteropische Serien auf: Radiolarite und Serizit-Chlorit-Marmor. Sie umfassen teilweise noch das Neokom. Den größten Teil der Unter- und Mittelkreide repräsentiert eine Marmorfolge, die unter dem Namen Marmor Typ M. Roccandagia von den liassischen Marmoren, die den Zusatz Typ Carrara erhalten, abgetrennt werden. Diese Marmore stellen die sedimentäre Fortsetzung der Serizit-Chlorit-Marmore dar, deren Fazies sich innerhalb der Marmorfolge wiederholt einschaltet. Örtlich wird diese Marmorserie von einer Wechselfolge von Kalken und Hornsteinen verdrängt, die durch das Auftreten von gradierten Kalziruditen und Kalkareniten charakterisiert ist. Diese klastischen Bildungen werden als Turbidite gedeutet, die von submarinen Störungen her in den Ablagerungsraum gelangten. Inwieweit für ihre Entstehung die palaeoapennine Phase (MIGLIORINI, 1947) verantwortlich ist, kann wegen des Mangels an brauchbaren Fossilien nicht geklärt werden. Mit dem

Cenoman setzt dann die Sedimentation der Scaglia rossa ein. An der Basis der Scaglia zeigen sich als Folge einer Bodenunruhe Aufarbeitungserscheinungen, die mit den in den Toskaniden II beobachteten korreliert werden (GÜNTHER und REUTTER, 1966).
An der Wende Eozän-Oligozän setzt dann die Flyschsedimentation des Pseudomacigno ein.
Die Gesteine der Toskaniden I haben keine bestimmbaren Fossilien geliefert. Mit Ausnahme der Nummulitenbrekzien in der obersten Scaglia rossa wurden sie anhand lithologischer Vergleiche mit den entsprechenden Serien der Toskaniden II eingeordnet. Das Autochthon zeigt einen zweiseitigen, vergenten Falten- und Schuppenbau. Die starke Einengung und die epizonale Metamorphose werden erklärt durch die Annahme einer Verschluckungszone innerhalb des toskanischen Troges im Bereich der heutigen Apuaner Alpen.

2. Toskaniden II

Die Toskaniden II überlagern tektonisch das Autochthon. Als Grund der Allochthonie wird jedoch nicht eine deckenartige Verfrachtung dieser Einheit von SW nach NE über das Autochthon hinweg angenommen, sondern die Toskaniden II werden als parautochthon betrachtet. Das tektonische Auflagern hat seine Ursache in einer Verschluckung des den Toskaniden II im S vorgelagerten Bereich (heute Toskaniden I), wobei es zu einem "Zuschieben" der entstehenden Lücke kam. Beim Aufstieg des versenkten Gebietes kam es zu einer gravitativen Gleitung, die durch die fazielle Ausbildung des Calcare cavernoso begünstigt wurde. Die überkippte und teilweise aufgeschobene Hauptkammfalte ist ein Ergebnis dieser Bewegung.
Die Toskaniden II wurden in zehn Serien unterteilt. Die Basis wird gebildet von Rauhwacken, gebankten Dolomiten und einer Zone tektonischer Brekzien mit unterschiedlicher Mächtigkeit. Darüber folgt der Calcare massiccio, der faziell in drei Abteilungen gegliedert wurde. Diese Serie wurde dem Tettangium zugeordnet. Das Sinemurium wird repräsentiert vom Ammonitico rosso. Es ist nur lückenhaft und in geringer Mächtigkeit entwickelt. Die im Autochthon noch einheitliche

Kieselkalk-Abfolge, die den größten Teil des Jura bildet, ist in den Toskaniden II zweigeteilt. Es werden unterschieden: Ein Unterer Calcare selcifero (Lothar. - Aalenien) und ein Oberer Calcare selcifero (Callovium - Kimmeridge?). Der Dogger ist als mächtige Mergel- und Mergelkalkfolge entwickelt. Die Radiolarite des oberen Jura fehlen. Sie werden von der Maiolica vertreten, die ohne Sedimentationslücke auf den Oberen Calcare selcifero folgt. Die Maiolica geht ohne Faziswechsel in die Scaglia rossa über. Örtlich besteht zwischen Maiolica oder Oberem Calcare selcifero und der Scaglia rossa ein zeitlicher Hiatus, so daß die Annahme einer Schichtlücke gerechtfertigt erscheint. Die Scaglia liegt dann diskordant mit eozänen Nummulitenbrekzien auf älteren Serien. Die Scaglia rossa wurde, in erster Linie aus faziellen Gründen, in eine Untere (Scaglia rossa (Maiolica-Fazies) und eine Obere Scaglia rossa (Kalk-Mergel-Wechsellagerung, Tonschiefer) getrennt. Den Abschluß der Schichtfolge des Parautochthons bildet der Macigno.
Das Parautochthon zeigt im Gegensatz zum Autochthon nur einen weitgespannten Faltenbau mit apenninisch streichenden Elementen, der von postorogenetischen Störungen zerlegt wird. Besonders die den geologischen und morphologischen Rand der Apuaner Alpen markierenden Abschiebungen erreichen Versatzbeträge bis zu 3000 m.

3. Neoautochthon

Im NE des Arbeitsgebietes wurde noch ein Neoautochthon erfaßt. Es handelt sich um konglomeratische Ablagerungen eines Plio-Pleistozänen Sees, der ein intramontanes Becken zwischen Castelnuovo/Garf. und Barga erfüllte.

I. Riassunto

Questo lavoro ha come base un relievo geologico della parte nordorientale delle Alpi Apuane in scala 1:10 000. La successione dei terreni è stata suddivisa in 3 complessi tettonici.

1. Le "Toscanidi I"

Le "Toscanidi I" formano il nucleo delle Alpi Apuane e vengono considerate come autochtono. Quest'unità ha uno spessore di 1800-2000 m e mostra una metamorfosi ipizonale. È stata suddivisa in 10 serie basandosi sulla successione stratigrafica stabilita da NARDI nel 1963.

Formano la base quarziti-serizitici del Permo-Carbonifero. Intercalato da un conglomerato, a questi seguono le dolomie del Triassico medio e superiore. Col Giurese inizia la sedimentazione di calcari che oggi formano i marmi apuani. Nel Hettangiano si rinforzo l'abbassamento del fondo sottomarino. In questo periodo si sono sedimentati calcari scuri selciferi che rappresentano tutto il Liassico. Nel Dogger ha inizio una differenziazione del bacino di sedimentazione provabile sino al Cenomaniano. Il Dogger stesso ha poco spessore o ne è del tutto assente. Nel Giurese superiore appaiono due serie eteropiche: radiolariti e marmi a chlorite e serizite (Serizit-Chlorit-Marmor). Essi comprendono parzialmente ancora il Neocomiano. La parte maggiore del Cretaceo inferiore e medio è rapresentata da una successione di marmi denominati "marmi tipo M. Roccandagia" distinti dai marmi liassici. A questi è stato invece attribuita l'aggiunta "tipo Carrara". I marmi tipo M. Roccandagia sono la continuazione sedimentaria dei marmi a chlorite e serizite, la cui facies appare ripetutamente nella successione di essi. Localmente questi marmi sono stati spostati da una serie di calcari selciferi caratterizzati da calciruditi e calcareniti che mostrano "graded bedding". Questi sedimenti clastici vengono interpretati come "turbidity currents", i quali portavano detriti di faglie sottomarine nel bacino di sedimentazione. Fino a qual punto la fase paleoappenninica (MIGLIORINI, 1947) abbia provocato questi turbiditi, è

impossibile da stabilire per la mancanza di fossili utilizzabili. Col Cenomaniano commincia la sedimentazione della scaglia rossa. Alla base della scaglia, in seguito ad una agitazione tettonica, si osservano fenomeni (brecce etc.) che possono essere correlati con quelli studiati nelle "Toscanidi II" (GÜNTHER, REUTTER, 1966).
Verso la fine dell'Eocene inizia la sedimentazione flyschoide del pseudomacigno.
Nelle rocce delle "Toscanidi I" non sono stati trovati fossili determinabili, eccezion fatta per le brecce a Nummuliti appartenenti alla scaglia rossa superiore. Per questo fatto la successione stratigrafica delle "Toscanidi I" si è potuta stabilire paragonandola a quella delle "Toscanidi II".
L'autochtono mostra una struttura tettonica assai complicata, a pieghe e scaglie con vergenze bilaterali. La forte compressione e la metamorfosi epizonale vengono chiarite dalla supposizione di una zona di ingoiamento entro il bacino toscano nell' ambito delle odierne Alpi Apuane.

2. Le "Toscanidi II"

Le "Toscanidi II" giacciono con un contatto tettonico sull' autochtono. Quest'unità allochtona, secondo l'opinione dell' autore, non rappresenta una falda che sovrascorse L'autochtono da SO aNE. Le "Toscanidi II" vengono considerate invece come parautochtono. Il sovraggiacimento tettonico è stato causato dall'ingoiamento di una zona (oggi "Toscanidi I") esistita a Sud delle "Toscanidi lI". L'ingoiamento provocò uno scorrimento per chiudere la "lacuna" formata. durante il sollevamento della zona sprofondata, si verificava uno scivolamento gravitativo favorito dalla facies del calcare cavernoso. La catena principale coricata e parzialmente scivolata, è il resultato di questo movimento.
Le "Toscanidi II" sono state divise in lO serie. Formano la base il calcare cavernoso i.s.s. (Rauhwacken), le dolomie a banchi grossolani e un orizzonte di brecce tettoniche con uno spessore variabile. Su questa base giace il calcare massiccio che, a seconda delle sue facies, è stato suddiviso in tre livelli. Questa serie venne attribuita al Hettangiano. Il Sinemuriano

è rappresentato dall'ammonitico rosso con poco spessore e sviluppato incompletamente. Il livello dei calcari selciferi, unitario nell'autochtono e formante la maggior parte del Giurese, è diviso nelle "Toscanidi II" in due parti. Sono distinguibili: un calcare selcifero inferiore (Lothar.-Aaleniano) e un calcare selcifero superiore (Call.-Kimmer.). Il Dogger è formato da una spessa successione di marme e calcari marnosi. I radiolariti del Giurese superiore sono assenti. Essi sono rappresentati dalla maiolica che segue senza lacuna di sedimentazione sul calcare selcifero superiore.
Senza cambiamento di facies la maiolica passa alla scaglia rossa. Localmente esiste fra mailolica o calcare selcifero superiore e la scaglia rossa, un hiatus temporale che permette la supposizione di una lacuna sedimentaria. In questo caso la scaglia con brecce a Nummuliti giace discordante su serie più vecchie. La scaglia rossa a causa delle facies diverse è stata suddivisa in un livello inferiore (facies della maiolica) e un livello superiore (Marne e calcari alternati, argilloscisti). Gol macigno che segue termina la successione di sedimentazione nel parautochtono.

Le "Toscanidi II" mostrano al contrario dell'autochtono, un'ampia struttura a pieghe con elementi in direzione appenninica, scomposta da faglie postorogenetiche. Particolarmente notevoli sono le faglie che marcano il margine morfologico delle Alpi apuane.

3. Neoautochtono

Nella parte nord-orientale della zona di rilevo, è stato compreso un complesso neoautochtono. Si tratta di conglomerati di un lago Plio-Pleistocene che riempì un bacino intramontano fra Castelnuovo/Garf. e Barga.

I. Literaturverzeichnis

ANELLI, M. : Tettonica nell'Appennino parmense e reggiano. Boll. Sec. Geol. It., Vol. XLII, 1923

-- : Su alcuni fenomeni di ricoprimento nell' Appennino emiliano. - Rend. R. Acc. Lincei Ser. 6, Cl. fis., Vol. 10, 1929

-- : Calcari a Calpionelle, diaspri e rocce ofiolitiche nell'Appennino settentrionale. - Atti Sec. Matem. e Natural. di Modena, Vol 69, 1938

AZZAROLI, A. : Sulle faune a makroforaminiferi dei dintorni di Firenze. - Boll. Soc. Geol. It., Vol. LXIV, 1945

-- : Sul sovrascorrimento nel versante Nord-Est delle Alpi Apuane. - Boll. Sec. Geol. It. Vol. LXX, 2, 1958

-- : L'Appennino tosco-emiliano dal Passo di Pradarena al Passo delle Forbici e i nuclei mesozoici di Corfino e di Soraggio. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXIV, 2, 1955

-- : Tettonica della catena principale dell' Appennino Lunigianese tra il Passo di Pradarena e il Passo di Lagastrello. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXIX, 1950

-- : La struttura della Valle del Serchio nei dintorni di Castelnuovo/Garf. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXIV, 2, 1955

BASSANI, E. : I marmi italiani. Ed. Nenni Bassani, Carrara, 1955

BEURMANN, R.B. : Die Faltenbögen des Apennin und ihre paläographische Entwicklung. - Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen; Math. Phys. Kl. Flg. III, H. 15, 1936

BEHRMANN, R.B. : Die geotektonische Entwicklung des Apenninsystems. - Geotekt. Forsch. H. 12, 1958

BELLINCIONI, P. : Il nucleo della Val di Lima (Appennino lucchese) - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXVII,1 1959

BENEO, E. : Nuova località fossilifera e nuovo ghiaccaio nelle Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXVII, 1948

-- : Breve critica alla publicazione "Le Alpi Apuane" - Boll. Serv. Geol. It. Vol. LXXII,1 1953

-- : Alcune osservazioni sulla nota di F. Ipollito "Sulla geologia delle Alpi Apuane" - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXII, 1948

BERTOLANI, M. : Ricerche sulla formazione gessoso-calcarea dell'alta Val di Secchia. - L'Universo, Vol. XXIX, 3; Firenze 1948

BONATTI, S. : Studio petrografice delle Alpi Apuane. Mem. Desc. Cart. Geol. It. 26. 1938

BORTOLOTTI, V. : Geologie dell'Alta Garfagnana tra Poggio Dalli e Gramolazzo. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXXIII, 3, 1964

BRUECKNER, W. : Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. - Ecl. Helv. XXXIV, Basel, 1941

CANAVARI, M. : Contribuzione alla fauna del Lias inf. di Spezia. - Mem. R. Comit. Geol. d'It. Vol. 3 1888 (Beiträge zur Fauna des unteren Lias von Spezia, Paläontographica, 29, 1882-83)

-- : Sui fossili dell'Appennino contrale - Mem. Soc. Tosc. sc. nat. 4, 1879

CANAVARI, M. und MENEGHINI, G. : Di alcuni tipi di foraminiferi appartenenti alla famiglia delle Mummulitidae, raccolti nel Trias delle Alpi Apuane. Proc. Verb. Soc. Tosc. sc. nat. Pisa 1887

DAL PLAZ, G.B. : L'influenza della gravità nei fenomeni orogenici. - Atti Acc. Sc. Torino Vol. 77,1 1942

-- : Ondulazioni assiali nell'Appennino settentrionale. - Atti Acc. Sc. Torino Vol. 78, 1943

ELTER, P. : I lineamenti tettinici dell'Appennino a Nord-Est delle Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXIX, 2; 1960

--, GIANNINI, E., TONGIORGI, M., TREVISAN, L. : Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale. - Estr. d. Fasc. 6, ser. 8 Vol. XXIX dell'Acad. Naz. dei Lincei; 1960

FUCINI, A. : Alcuni fossili del Lias inferiore delle Alpi Apuane e dell'Appennino di Lunigiana. Mem. Soc. Tosc. sc. nat. Vol. 12, 1892

-- : Di alcune nuove Ammoniti dei calcari rossi ammonitiferi inferiori. - Mem. Soc. Tosc. sc. nat. Vol. 18, 1902

-- : Sopra gli scisti lionati del Lias inferiore nei dintorni di Spezia. - Mem. Soc. Tosc. sc. nat. Vol. 22, 1906

-- : La Pania di Corfino . - Boll. Soc. Geol. It. Vol. XXVII, b, 1908

-- : Considerazioni sull'età e sulla posizione degli scisti superiori ai marmi nelle Alpi Apuane. - Proc. Verb. Soc. Tosc. sc. nat. Vol. XXXII, 1923

-- : Ancora sopra i marmi gialli di Siena e sopra i calcari cavernosi ed agli scisti varicolori della Toscana. - Mem. Soc. Tosc. sc. nat. Vol. XXIV, a, 1908

GIANNINI, E., NARDI, R., TONGIORGI, M. : Osservazioni sul problema della falda toscana. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXXI, 2, 1962

GOLDBERG, G. : Zur Geologie des Nordapennins im Raume Pontremoli - Passo della Cisa. (Prov. Massa-C. Italien) - Diss. Freie Univ. Berlin 1965

GÜNTHER, K. : Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet um Casola/Lunigiana, Prov. Massa-C. Italien (Nord-Apennin)

-- : Zur Geologie der Zone zwischen dem Apennin-Hauptkamm und den nördlichen Apuaner Alpen. Diss. Freie Univers. Berlin 1966

-- und REUTTER, K.J.: Submarine Brekzienbildung als Folge cenomaner orogenetischer Tätigkeit in den Toskaniden II bei Mommio (Prov. Massa-C.) N. Jb. f. Geol. und Pal. Abh.2, Stuttgart 1966

HARTUNG, W.-D. : Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Vinca und Gorfigliano, Apuaner Alpen, Italien. Unveröff. Dipl.Arb. Freie Univ. Berlin 1965

IBBEKEN, H. : Zum Aufbau des Ligurikums am Nordwestrand der Apuaner Alpen. - N. Jb. f. Geol. u. Pal. Abh., 121, 1964

IPOLLITO, F. : Sulla geologia delle Alpi Apuane. - Acta Pont. Acad. Scient., Vol. X, 1946

-- : Le Alpi Apuane. - Mem. e Note dell'Ist. di Geol. App. Univ. Napoli, Vol 3, b; 1949-50

-- : Alcuni osservazioni sulla teoria dei cunei composti. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXIX, 1950

-- : Sulla genesi dei calcari con liste di selce. Mem. Soc. Tosc. sc. nat. Vol. LVIII, 1951

KLEBELSBERG, R. von: Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen. - Zeitschr. f. Gletscherk. Bd. 18, 20, 21; 1930-33

KOBER, L. : Beiträge zur Geologie des Nordapennin und der angrenzenden Alpen. - Sitz. Ber. Acad. Wien. Math.-Nat. Kl. Abt. 1, 136, 1927

KOBER, L. : Grundlagen des Deckenbaus des Nordapennin Forsch. u. Fortschr., 25, 1935

KRAMPE, K.D. : Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza. - Diss. Freie Univers. Berlin, 1964

KUENEN, Ph. H. : Turbidity currents a major factor in Flysch deposition. - Ecl. geol. Helv. 51,3,1959

-- u. MIGLIORINI, C.I.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. - Journ. Geol. Vol. 58,2 1950

LENCEWICZ, S. : Profile geologiczne precez Apennin Toskanski C. R. soc. sc. Warschau, 1917

LEVI, G. : Fauna del Lias inferiore di Cima della Foce nell'Alpe di Corfina. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. XXI, 1902

LOSACCO, U. : La glaziazione quarternaria dell'Apennino settentrionale. - Riv. Geogr. It. Vol. 56,1949

LOTTI, B. : Geologia della Toscana. - Mem. Desc. Carta Geol. d'It. 1910

-- : Verrucano e Pseudoverrucano in Toscana. - Boll. R. Com. Geol. d'It., 41, 1910

MASINI, R. : La zona degli scisti superiori nelle Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LVI, 3, 1937

-- : Le Tirrenidi. - Nistri-Lischi Editori, Pisa 1955

MAXWELL, J.C. : Turbidity, tectonic and gravity transport, Northern Apennine Mountains, Italy. - Bull.

of the Am. Ass. of Petr. Geologists, 43, 11,1959

MAXWELL, J.C. : Tectonics of Pania della Croce-Pania Secca Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXV,2 1956

MENEGHINI, G. : Fossili triassici delle Alpi Apuane. - Proc. Verb. Soc. Tosc. sc. nat. Vol. 5, 1886

MERLA, G. : Ricerche tettoniche nell'Appennino settentrionale. - Intern. Geol. Congr. 18th session Part XIII, 1948

-- : Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXX, 1952

-- : Essay on the geology of the Northern Apennines Acc. Naz. Linc., Atti Conv. Milano, II, 1957

MIGLIORINI, C.I. : Età del macigno dell'Appennino Lucchese. Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXIV, 1945

-- : I cunei composti nell'orogenesi. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXVII, 1949

NARDI, R. : Geologia della zona tra la Pania della Croce, Gallicano e Castelnuovo di Garfagnana. Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXX, 2, 1961

-- : Sulla giacitura delle calcareniti a nummuliti nei terreni metamorfici del versante NE delle Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXXI, 2 1962

-- : Sul ritrovamento di nummuliti nel pseudomacigno del versante nord-orientale delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXXII, 2, 1963

-- : La zona degli scisti sopra ai marmi nelle Alpi Apuane ad i terreni che la costituiscono. Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXXII, 2, 1963

NARDI, R. : Geologia della zona tra il Pizzo d'Uccello il M. Pitanino e il M. Tambura. Estr. d. Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXXI, 1962

-- : Una nuova specie di Megalodus nel Trias sup. delle Alpi Apuane. - Estr. Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXXII, 1963

PETTIJOHN, F.G. : Sedimentary rocks. - New York 1957

FIRINI, C. und MOSNA, S. : Nota micropalaeontologica per i terreni ad Est e Sud dal Lago Trasimeno. Mem. Soc. Geol. It. Vol. 3, 1962

REDINI, R. : Sui presenti carregiamenti del M. Pisano e delle Alpi Apuane. Rend. R. Acc. Lincei Ser. VI, 18, 1933

REUTTER, K.J. : Der geotektonische Bauplan des Nordapennins unter Berücksichtigung neuer Ergebnisse aus dem Gebiet um Pievepèlago, Modena.
Noch unveröff. Habil. Schrift, Freie Univ. Berlin, 1966

-- und SAMES, C.W.: Fazieszusammenhänge im Nordapennin Z. d. D. G. G. 114, 3; 1964

-- und SERPAGLI, E.: Micropalaeontologia stratigrafica sulla "scaglia rossa" di Vol Gordana (Pontremoli) Boll. Soc. Palaeont. It. Vol. 1, 1961

RICHTER, M. : Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. - Geologie (Bubnoff-Gedenkschrift) H. 3, 1958

-- : Über den Bau der Ligurischen Alpen I: Das "Fenster" von Castelvecchio. - N. Jb. f. Geol. u. Pal. 1959

-- : Über den Bau der Ligurischen Alpen II: Der Flysch des Gebietes San Remo-Alassio. N. Jb. f. Geol. u. Pal. 1960

RICHTER, M. : Über den Bau der Ligurischen Alpen III: Tektonik und Stellung der Flyschzone. Z. d. D. G. G. 113, 1961

-- : Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nord-Apennin. - Geol. Rdsch. 50, 1960

-- : Alpen, Apennin, Dinariden. - N. Jb. f. Geol. u. Pal. 9, 1962

-- : Der Bauplan des Apennin. - N. Jb. f. Geol. u. Pal. 1963

RITTMANN, A. : Geologia della regione apuana. - Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli III, 1949-50

SACCO, F. : L'Appennino Settentrionale (Appendice prima) Bol. Soc. Geol. It. Vol. XII, 1893

-- : L'odissea geologica dell'Appennino settentrionale. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LVII, 3 1938

-- : Una sezione geologica attraverso le Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXIII, 1943

SCHMEDDING, J.A. : De geologie van de schubbenzone bij Massa en Carrara, Apuaner Alpen. - Diss. Amst. 1941

SCHNEIDER, J. : Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin. Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math. Phys. Kl. III Flg. H. 14, 1935

SGUAZZONI : Fauna ammonitica dei calcari selciferi delle Alpi Apuane. - Palaeontogr. It. LVII, 1963

SIGNORINI, R. : Sul'inizio della sedimentazione arenacea nell'Appennino centrale e settentrionale. Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXIV, 1945

-- : Autoctonia e alloctonia dei terreni dell' Appennino contrale e settentrionale. Rend. dell'Ac. Naz. dei Lincei, serie 8, 1946

SILVESTRI : Nummuliti delle Alpi Apuane attribuite al Trias. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LVII, 1939

STAUB, R. : Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau Toskanas nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins. - Vierteljahreszeitschr. d. Naturfr. Ges. Zürich, LXXVII, 1932 (Sonderdruck)

-- : Über die Beziehung zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. - Ecl. Geol. Helv. 44, 1951

STEFANI, C. DE : I fossili triassici dei marmi apuani. Proc. Verb. Soc. Tosc. sc. nat. 2, 1880

-- : Lias inferiore ad Arieti dell'Appennino settentrionale. - Mem. Soc. Tosc. sc. nat. 8, 1887

-- : Gli schisti a Posidononya dell'Appennino settentrionale. - Proc. Verb. Soc. Tosc. sc. nat. 6, 1887-89

-- : Ordinamento cronologico dei terreni delle Alpi Apuane. - Proc. Verb. Soc. Tosc. sc. nat. 2, 1880 b

-- : Le pieghe delle Alpi Apuane. - Firenze 1889

STEINMANN, G. : Alpen und Apennin. - Monatsber. d. D.G.G. 1907

STILLE, H. : Die sogenannte Rückfaltung des Apennins Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl. 1927

TEICHMÜLLER, P. : Der Deckenbau des Nord-Apennin zwischen Modena und Massa-Carrara. - Abh. d. Ges. d. Wiss. Göttingen Math-Phys. Kl. III Flg. H. 13, 1935

TILMANN, N. : Tektonische Studien in der Catena Metallifera Toskanas. Geol. Rdsch. 17a (Steinmann-Festschr.) 1926

-- : Zum Bau der nördlichen Tyrrhenis. - Geol. Rdsch. 20 (Vortrag) 1929

TREVISAN, L. : Il trias della Toscana ed il problema del Verrucano triassico. - Atti d. Soc. Tosc. d. sc. nat. LXII, 1955

-- : Gli esmplari di Ammoniti di Poggio Troncone e Tenerano e L'età dei marmi apuani. Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXVIII, 2, 1959

VALDUGA, A. : Geologia dei Monti di Carrara ad ovest di M. Sagro. - Boll. Soc. Geol. It. Vol. LXXVI, 3 1957

WACHSMUTH, W. : Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet der Alta Versilia (südl. Apuaner Alpen) Prov. Lucca, Italien. - Unveröff. Dipl. Arb. Freie Univ. Berlin 1965

-- : Zur Geologie der südwestlichen Apuaner Alpen, Diss. Freie Univers. Berlin 1966

WIJKERSLOOTH, P. DE: Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas. Geol. Inst. Amsterdam, 1934

WUNDERLICH, H.G. : Zur Tektonik und Metamorphose der Apuanischen Alpen. - Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl. Nr. 6, 1960

ZACCAGNA, D. : Descrizione geologica delle Alpi Apuane Mem. Desc. Carta Geol. d'It. 1932

-- : Carta e sezioni geologiche delle Alpi Apuane Boll. R. Comit. Geol. It. 28, 1897

Lebenslauf

Am 24. Januar 1939 wurde ich, Wolfgang-Dieter Hartung, in Döberitz als Sohn des Elektromeisters und seiner Ehefrau Frieda geb. Steinicke geboren.
Von 1945 - 49 besuchte ich die 37./38. Volksschule in Berlin-Britz. Ab 1949 war ich Schüler des mathematisch-naturwissenschaftlichen Zweiges der Fritz-Karsen-Schule in Berlin. 1958 legte ich die Reifeprüfung ab.
Am 16.4.1958 ließ ich mich an der Freien Universität Berlin in der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät für die Fachrichtung Geologie immatrikulieren. Ich beendete das Studium im Februar 1965 mit der Diplomprüfung.
Während meiner Studienzeit leistete ich ein Praktikum im Kalibergbau ab.
Meine Lehrer an der Freien Universität waren die Herren Professoren: M. Richter, G. Bischoff (Geologie), W.G. Kühne (Paläontologie), K.R. Mehnert (Mineralogie), K.F. Jahr, P.W. Schenk, W. Lautsch (Chemie), H. Lassen (Physik), W. Ulrich (Zoologie), W. Drawert (Botanik), A. Schultze (Geographie) und die Herren Dozenten: K. Kohler (Kristallographie), H. Liedholz (Bodenkunde), K.J. Reutter (Sedimentologie), A. Schneider (Angew. Photogeologie), G. Hahn (Stratigraphie).